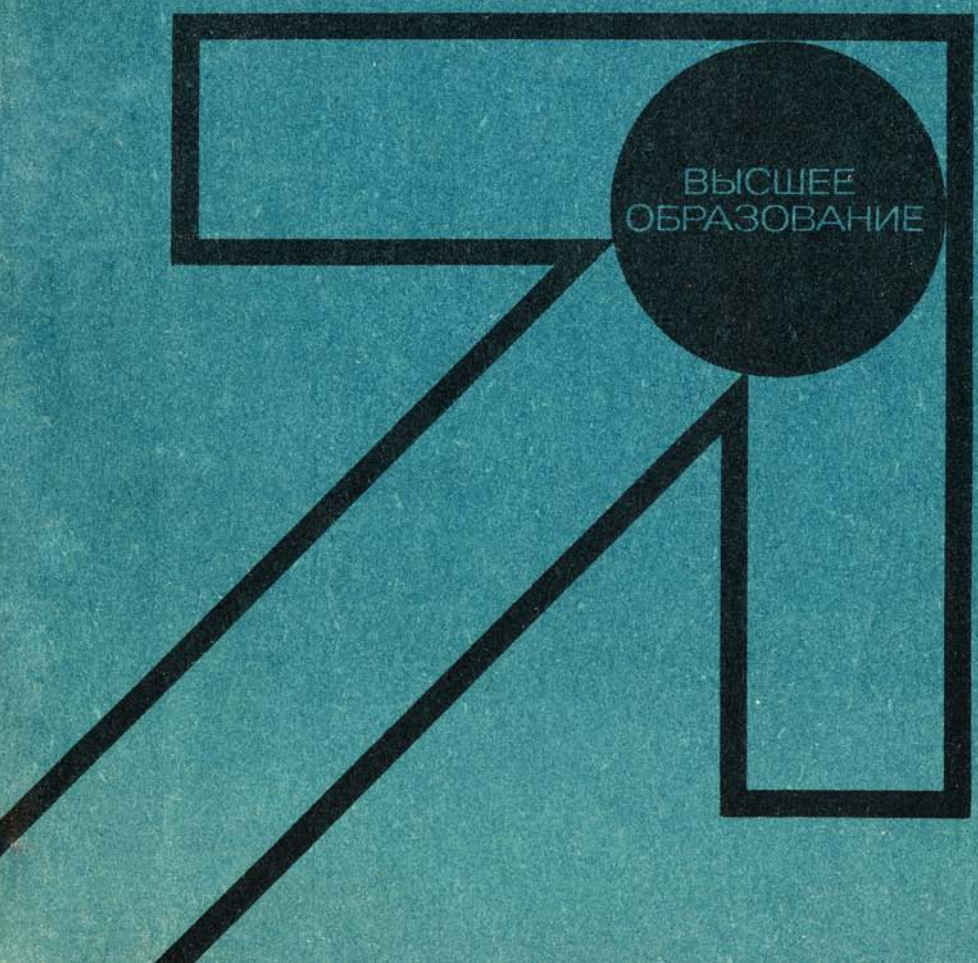
О. В. БОГОЯВЛЕНСКАЯ
В. Н. ПУЧКОВ М. В. ФЕДОРОВ

ГЕОЛОГИЯ СССР



О.В. БОГОЯВЛЕНСКАЯ
В.Н. ПУЧКОВ М.В. ФЕДОРОВ

ГЕОЛОГИЯ СССР

Допущено Государственным комитетом СССР по народному образованию в качестве учебника для студентов геологических специальностей горных вузов

Москва "Недра" 1991

ББК 26.3
Б 74
УДК 55(47+57)

Рецензенты: кафедра исторической геологии и палеонтологии Ленинградского горного института им. Г.В. Плеханова, д-р геол.-минер. наук *А.Н. Родыгин*

Богоявленская О.В., Пучков В.Н., Федоров М.В.
Б 74 Геология СССР: Учеб. для вузов.— М.: Недра, 1991 — 240 с.: ил.
ISBN 5-247-01162-7

Изложены современные представления о строении земной коры и верхней мантии. Рассмотрены учение о геосинклиналях, складко- и горообразовании, рифтогенез, структурно-формационные комплексы. Приведен обзор тектонического районирования СССР. Описание структурных подразделений проиллюстрировано схемами, геолого-геофизическими разрезами, опорными разрезами, характерными для основных регионов СССР.

Для студентов геологических специальностей горных вузов.

Б $\frac{1804010000 -}{043(01)-91}$ 23—91 **ББК 26.3**

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

Богоявленская Олимпиада Васильевна
Пучков Виктор Николаевич
Федоров Михаил Васильевич

ГЕОЛОГИЯ СССР

Заведующий редакцией О. *И. Паркани*
Редактор издательства *Л. С. Цаплина*
Технический редактор Е. *Н. Новикова*
Корректор *Л. В. Зайцева*

ИБ № 7867

Сдано в набор 25.04.91. Подписано в печать 02.10.91. Формат 60×88 1/16. Бумага офсетная № 2. Гарнитура литературная. Печать офсетная. Усл.печ.л. 14,70. Усл.кр.-отт. 14,95. Уч.-изд.л. 16,21. Тираж 7460 экз. Заказ 6430 /1934—2. Цена 55 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра». 125047 Москва, Тверская застава, 3.

Диапозитивы изготовлены в МП «Измайлово». 105856 ГСП, Москва Е-37, гор. им.Баумана, МП «Измайлово».

Отпечатано в ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО «Первая Образцовая типография» Министерства информации и печати СССР. 113054 Москва, Валовая, 28.

ISBN 5-247-01162-7

© О.В. Богоявленская, В.Н. Пучков, М.В. Федоров, 1991

ПРЕДИСЛОВИЕ

Курс «Геология СССР» читается в высшей школе уже более 50 лет. Постоянный приток новых сведений по региональной геологии СССР, появление новых геотектонических концепций и принципиальные изменения в представлениях о строении отдельных районов побуждают преподавателей искать новые подходы к чтению курса. В настоящее время при прохождении любого курса необходимо максимально стимулировать самостоятельную работу студента. Курс лекций «Геология СССР» рассчитан на то, чтобы слушатель четко представлял себе районирование территории СССР и отдельных регионов, знал историю их развития, понимал связь тех или иных полезных ископаемых с определенными формациями. Традиционно в пределах СССР рассматриваются области древних и молодых платформ, каледонской, герцинской, мезозойской и альпийской складчатости. Сохраняя это районирование, авторы в некоторых случаях рассматривают геологию по крупным геолого-экономическим регионам (например, Северо-Восток, Дальний Восток). Изложению материала предшествует небольшая глава, посвященная основам геологического районирования СССР. При изложении материала в историко-геологическом плане авторы стремились показать различные подходы в исследовании тех или иных регионов. Так, при характеристике Русской платформы большое внимание уделено анализу формаций, слагающих осадочный чехол, при характеристике Сибирской платформы — представлениям о протоокеанической коре, на которой формировались глубочайшие прогибы, и т.д.

Вопросы истории геологического развития складчатых областей рассматривались с учетом концепции тектоники литосферных плит, основные положения которой изложены в I главе.

Все особенности геологического строения регионов иллюстрируются геологическими картами СССР и отдельных регионов масштабов 1:2 500 000 до 1:1 000 000, палеогеографическими и палеотектоническими картами СССР.

Глава II написана О.В. Богоявленской, все остальные — совместно М.В. Федоровым и В.Н. Пучковым. Рисунки, не имеющие ссылок на источники, выполнены В.Н. Пучковым. Авторы в процессе подготовки рукописи учитывали замечания и пожелания коллег по работе в Свердловском горном институте и в Институте геологии и геохимии Уральского отделения АН СССР и выражают им свою глубокую признательность.

Глава I

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СССР

Всем, кто знакомится с геологией того или иного региона СССР, необходимо понимание природы тектонических процессов, происходящих в земной коре. В рамках классической теории геосинклиналей, с которой студент впервые знакомится в курсе исторической геологии, долгое время накапливался огромный фактический материал о строении платформ и складчатых областей. Однако в последние десятилетия появились новые данные, которые позволили уточнить положения геосинклинальной теории.

В первую очередь — это оценка огромной роли горизонтальных движений земной коры в формировании складчатых поясов; сопоставимость офиолитовой формации, развитой в этих поясах, с образованиями океанической коры, а мощных известково-щелочных серий — с островными дугами и краевыми вулканическими поясами, и т.д. Эти и другие представления лежат в основе тектоники литосферных плит.

Охарактеризуем кратко основные положения тектоники литосферных плит.

1. Верхняя оболочка Земли представлена литосферой (земная кора + верхняя мантия) и астеносферой (верхняя мантия в состоянии частичного плавления). Литосфера — относительно жесткая оболочка Земли — имеет мощность 50—200 км; ее верхняя часть способна к хрупким и пластическим деформациям, а нижняя — только к пластическим. Еще более пластичной является астеносфера; предполагается, что литосфера может скользить по ней.

2. Современная литосфера разбита на семь крупных, способных перемещаться «плит», в каждой из которых есть участки континентальной (мощной, легкой) и океанической (тонкой, тяжелой) земной коры. Выделяется также более десятка мелких плит.

3. Плиты перемещаются относительно друг друга за счет деформаций, происходящих на их границах. Скорость движения плит колеблется от 1 до 10 см/год и более, что обеспечивает огромные суммарные перемещения (до тысяч километров в течение нескольких геологических эпох).

4. В зонах, где края соседних плит расходятся, возникают структуры растяжения — рифты: на континентах — зоны типа Восточно-Африканских рифтов, переходящие в «щели» типа Красного моря; в океанах — срединно-океанические

хребты. Горячий материал верхней мантии поднимается по возникающим рифтам — щелям, при этом образуются толеитовые базальты, кремнистые осадки, диабазовые дайки, габбро и гипербазиты, так называемая офиолитовая формация. Последняя отвечает новообразованной коре и верхней мантии, заполняющим пространство, которое возникает при расхождении плит. Этот процесс рождения новой земной коры океанического типа назван спредингом (расширением) океанического дна.

5. В зонах, где края литосферных плит соприкасаются друг с другом, наблюдается обратное явление: поглощение, или субдукция, океанической коры. Обычно океанический край одной из плит поддвигается под более легкую континентальную плиту; возникает островная дуга типа Курильской или краевой вулкано-плутонический пояс, который простирается по побережью Охотского и Японского морей. В месте, где пододвигаемый океанический край плиты погружается в мантию, возникает глубоководный желоб; океанические осадки, смещающиеся по направлению движения океанической плиты, наращивают ее фронтальную часть. Траектория погружающейся плиты отмечается наклонной зоной глубокофокусных землетрясений, прослеживаемых до глубины 700 км. Над участком зоны землетрясений, отвечающим глубинам порядка 100 км, возникает пояс вулканов с характерной андезитоидной, известково-щелочной магмой. Предполагается, что этот вулканизм — результат частичного плавления водонасыщенных пород погружающихся океанических плит.

В результате субдукции может происходить полное поглощение океанической коры, разделяющей два континента. Предполагается, что континенты могут столкнуться друг с другом (происходит коллизия, столкновение континентов). Коллизия масс континентальной и переходной коры (континент – континент, континент – островная дуга) приводит к складчатости, формированию тектонических покровов, возникновению орогенов.

Восстановление древних границ литосферных плит, древних континентов, реликтов исчезнувших океанических впадин, островных дуг и т.п. является сложнейшей задачей и становится возможным благодаря наличию формаций – индикаторов. Выше уже отмечалось, что офиолиты — индикаторы океанического спрединга, известково-щелочные вулканиты — зон субдукции и т.п.

Все больше исследователей приходят к пониманию того, что основным направлением эволюции земной коры является, в каждом отдельном цикле, ее развитие от океанической к континентальной, накопление в коре все большего объема сиалического вещества. Поэтому геосинклинальный процесс в новой интерпретации, с учетом достижений тектоники литосферных плит, рассматривается академиком А.В. Пейве и его последователями как направленное развитие от океанической

коры к континентальной: следовательно, современные геосинклинали — это области океанической и переходной земной коры.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СССР

В основу выделения естественных элементов геологического строения СССР положен возраст тектонических движений, в результате которых подвижные геосинклинальные области превратились в платформы.

Существование платформ и геосинклиналей определенно доказано с раннего протерозоя. Не исключается, что и те и другие образовались уже в архее. Эпохи превращения геосинклиналей в платформы в истории Земли являются очень важными, потому что после них коренным образом изменяется характер геологических процессов. Эти эпохи становления платформ занимали длительные промежутки времени (два, три и более геологических периода). В пределах территории СССР устанавливаются следующие структурные элементы: 1) древние платформы; 2) области позднепротерозойской и палеозойской складчатости и эпипалеозойские платформы; 3) области мезозойской складчатости и эпимезозойские платформы; 4) области кайнозойской складчатости и современные геосинклинали.

Древние платформы

На территории СССР выделяются две древние платформы — Русская и Сибирская. Они представляют собой наиболее ранние области консолидации складчатых структур, формирование которых на архейском фундаменте началось в раннем протерозое и завершилось к началу палеозоя. В последующие периоды фанерозоя на древнем докембрийском фундаменте формировался чехол осадочных, в меньшей степени эффузивных пород (траппы). Тектонические движения на платформах, медленно развивающиеся и однородные для больших пространств, привели к пологим изгибам платформенного чехла. Платформы окаймляются складчатыми горными сооружениями различного возраста.

Области позднепротерозойских и палеозойских складчатостей и эпипалеозойских платформ (плит)

Эти области целиком занимают пространство, разделяющее Русскую и Сибирскую платформы (Урал, Западно-Сибирская низменность), и распространяются в Казахстан и Среднюю Азию. На юг и юго-запад от Урала область палеозойских структур прослеживается в Предкавказье, Донбассе и Северном Крыму. Из Казахстана и Средней Азии палеозойская складча-

тая область широкой полосой уходит на восток в западную часть Китая (Синцзян), в районы Алтая, Западного и Восточного Саяна, Забайкалья. В районе Таймыра позднепротерозойские складчатые структуры окаймляют с севера Сибирскую платформу. Складчатые комплексы палеозоя слагают фундамент мезозойских и кайнозойских складчатых структур Востока СССР; Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей, некоторых районов бассейна р. Колымы, о-ва Сахалина и п-ова Камчатки. На докембрийских и палеозойских складчатых структурах заложены альпийские складчатые области. Вся эта огромная площадь допалеозойских и палеозойских структур весьма неоднородна. В ней выделяются области древних структур, где геосинклинальный режим завершился до палеозоя — в позднем протерозое, или в начале палеозоя. Эти области главным образом окаймляют с юга Сибирскую платформу (области байкальской складчатости). В настоящее время эти структуры выходят на поверхность в Енисейском кряже, на Восточном Саяне, Хамар-Дабане, Байкальской горной стране.

В пределах Западно-Сибирской низменности, равнин Западного Казахстана, Каракалпакии, Ставропольского края складчатые структуры палеозоя и позднего протерозоя скрыты под мощным покровом мезо-кайнозоя. Они рассматриваются как эпипалеозойские платформенные области (плиты). Не исключено, что плиты занимали ранее более широкие пространства, охватывая значительные районы Казахстана, Средней Азии, юга Сибири. Осадки платформенного чехла в мелу и палеогене здесь были широко распространены. Вследствие складко- и горообразовательных движений в кайнозое начали развиваться сводовые и блоковые поднятия, преобразовавшиеся к началу четвертичного периода в те мощные горные сооружения, которые существуют в настоящее время. Главные эпипалеозойские платформы (плиты) в пределах СССР — Западно-Сибирская и Туранская. Они соединяются Тургайским прогибом.

Среди структур палеозойского возраста выделяют более древние, где процесс геосинклинального развития завершился в раннем палеозое (конец ордовика, силур), на завершающих этапах каледонской складчатости — Западный Саян, Горная Шория, Центральный Казахстан, северная часть Северного Тянь-Шаня, Таймыр. Для районов каледонской складчатости характерны обширные внутренние впадины: Тувинская, Минусинская, Тенизская, Джезказганская, Чуйская. Ранние этапы развития таких впадин связаны с возникновением глубинных разломов, что привело к проявлению мощных излияний эффузивов. К областям позднепалеозойской (варисской, варисцийской, или герцинской) складчатости относятся: Донбасс и Предкавказье, Урал, хр. Пай-Хой, Новая Земля, Алтай, Южный Тянь-Шань, Прибалхашье, большая часть фундамента Западно-Сибирской

и Туранской плит. Кроме того, герцинские складчатые сооружения слагают основание молодых геосинклинальных областей Кавказа, Памира, Забайкалья, Хабаровского края, Приморья и некоторых районов Северо-Востока.

Области мезозойской складчатости

Занимают большие пространства на северо-востоке, включают Восточное Забайкалье, Приамурье, Сихотэ-Алинь и Южное Приморье.

Области мезозойской складчатости с востока обрамляют древнюю Сибирскую платформу, а в Забайкалье и Приамурье окаймляют позднепалеозойские структуры как в СССР, так и в Монголии и Китае. Не все участки мезозоид в пределах СССР прошли одинаковую историю развития. Так, Верхоянский хребет и прилегающие к нему с востока районы на протяжении раннего и среднего палеозоя составляли окраину Сибирской платформы и лишь в позднем палеозое перешли к геосинклинальному развитию. Главные фазы образования складчатых структур приходятся на конец мезозоя. Районы Северо-Востока обособляются в Верхояно-Чукотскую складчатую область. К югу от Сибирской платформы выделяется узкая Монголо-Охотская область, где эпоха геосинклинального развития продолжалась с протерозоя до середины мела. Выделяется третья область мезозоид — Сихотэ-Алинская, где также длительно, с конца протерозоя и до середины мезозоя развивался геосинклинальный режим. Со всех сторон срединные массивы окаймлены мезозойскими складчатыми сооружениями. Монголо-Охотская область была частью крупной системы геосинклиналей, которые разделяли Сибирскую и Северо-Китайскую платформы. В результате каледонской складчатости и внедрения масс гранитоидов обособились отдельные массивы. В результате герцинской складчатости консолидировался ряд участков правобережья Амура и Аргуни. В мезозое сохранилась серия прогибов, представляющих собой остаточные геосинклинали, окаймленные с севера горными сооружениями Станового хребта и Джугджура, а с юга — герцинидами Китая, Монголии и СССР (Забайкалье). Каледонские и герцинские структуры составляли основание этих геосинклиналей. Главная эпоха мезозойского складкообразования приходится на среднюю юру – ранний мел. Здесь развивались поднятия антиклинорного типа и сопряженные с ними прогибы, заполненные терригенными, часто угленосными толщами. Более поздний этап развития области связан с появлением наложенных впадин. Эти впадины захватывают площади массивов, отражая тенденции значительных территорий к погружению.

Для самой южной области мезозоид Сихотэ-Алинской

складчатой зоны характерны мощные геосинклинальные разрезы палеозоя и мезозоя, здесь известен докембрийский Ханкайский массив. Завершающая фаза мезозойской складчатости проявилась в позднем мелу. Затем стали закладываться поднятия, разделяющиеся впадинами. Эпоха максимального развития впадин приходится на палеоген.

Области кайнозойской складчатости и современные геосинклинали

В СССР четко выделяются две области развития альпийских структур: Средиземноморская и Тихоокеанская. Для Тихоокеанского пояса типичны глубинные разломы, которые открывали путь массам магматических расплавов. Для Средиземноморского пояса глубинные разломы играют меньшую роль. Ведущими здесь являлись антиклинорные сводовые поднятия и разделяющие их прогибы (впадины).

Кайнозойские альпийские структуры Средиземноморского пояса прослеживаются в СССР от Карпат, через Горный Крым, Кавказ и Копетдаг к Памиру. Вдоль их северной окраины протягивается цепь прогибов. Все эти прогибы располагаются либо на складчатом палеозойском фундаменте, либо на кристаллическом допалеозойском. Памир обрамлен депрессиями, которые выполнены мощными толщами мезозойского и кайнозойского возраста, смятыми в складки. Южнее полосы прогибов и депрессий располагаются антиклинории, ядра которых сложены палеозойскими и допалеозойскими структурами. Геосинклинальный этап развития завершился в мезозое.

В Тихоокеанском поясе мезозойские и кайнозойские структуры разделяются полосой средних и кислых эффузивов. Она начинается на п-ове Чукотка, прослеживается к верховьям р. Анадырь, через города Магадан, Охотск протягивается к устью р. Уды. Далее эта полоса проходит вдоль восточного склона Сихотэ-Алиня и прослеживается за пределами СССР (Южная Корея, Юго-Восточный Китай и Вьетнам). Эффузивы слабо дислоцированы. Мощность их покровов 2000—3000 м. В полосе эффузивов присутствуют крупные и мелкие интрузии гранитоидов и монцонитоидов. В пределах СССР полоса эффузивов делится на три дуги — Чукотскую, Охотскую, Сихотэ-Алинскую. Очертания, размеры, обилие эффузивов напоминают современные островные дуги Тихого океана. Время начала излияния эффузивов и время заложения глубинных разломов датируется поздним мелом – палеогеном. Восточнее этой полосы глубинных разломов находится область кайнозойских альпийских складчатых структур и современной геосинклинали, которая называется Ниппонской, или Восточно-Тихоокеанской. По-видимому, ее естественной восточной границей

являются глубоководные впадины Тихого океана. На Камчатке и Корякском нагорье устанавливается ряд антиклинориев и разделяющих их впадин. Ядра антиклинориев сложены дислоцированными осадками верхнего палеозоя и мезозоя. Для впадин характерны мощные вулканические толщи. К началу антропогена образовалась антиклинорная структура Сахалина, которая резко обрывается на север, к югу она расширяется и в районе о-ва Хоккайдо сливается с главной полосой кайнозойских структур, тянущихся вдоль края Тихоокеанской впадины от Японии на юг и северо-восток через Курилы к Камчатке.

Вопросы для самопроверки

1. Каковы основные положения тектоники литосферных плит?
2. Какие принципы положены в основу геотектонического районирования территории СССР?
3. Какие основные этапы истории геологического изучения СССР вам известны?
4. Какие крупные области выделяются при тектоническом районировании СССР?

Глава II

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ

РУССКАЯ ПЛАТФОРМА

Русская платформа большей частью входит в пределы Советского Союза. Первая геологическая карта была составлена для европейской части России в 1892 г.; ее переиздание было осуществлено в 1915 г. Геологическая карта европейской части России, включая Урал и Кавказ, вошла в международную карту Европы. В пределах Русской платформы были установлены две системы, вошедшие в международную стратиграфическую шкалу — венд и пермь.

Для Русской платформы разработаны детальные стратиграфические схемы протерозоя, девона, карбона, ставшие эталонными для СССР; уточнена последовательность мезозойских отложений и выделен волжский ярус, завершающий юрскую систему, изучена последовательность ледниковых и межледниковых эпох четвертичного периода. На Русской платформе впервые установлены такие структуры, как авлакогены, разработана классификация тектонических структур платформенного типа, выяснены условия формирования целого ряда месторождений полезных ископаемых, связанных с фундаментом и платформенным чехлом.

Границы платформы

Северная граница платформы проводится вдоль северного берега Скандинавского и Кольского полуостровов — от мыса Нордкап к южному окончанию Новой Земли (рис. 1). Далее граница проходит вдоль западного склона Урала. Область Тиманского кряжа и Печорской низменности (Тимано-Печорский регион) входит полностью в состав Русской платформы. Положение этого региона всегда вызывало споры. Дело в том,

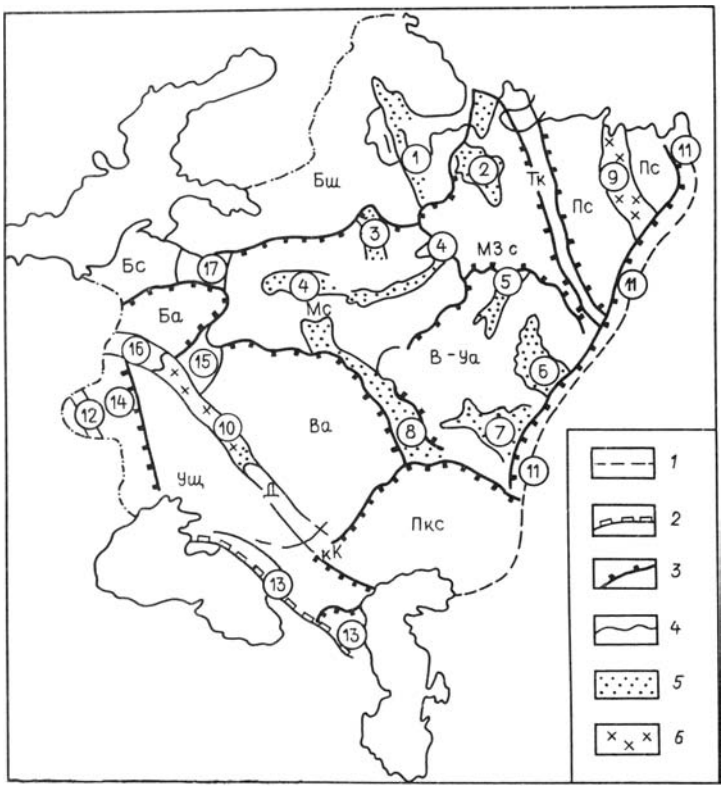


Рис. 1. Схема тектонического районирования Русской платформы. По *В.Д. Наливкину и В.И. Кирикову*, 1985:

1 — восточная граница платформы; *2* — граница Скифской плиты; *3* — границы основных структурных элементов платформы; *4* — границы авлакогенов; *5* — докембрийские авлакогены; *6* — палеозойские авлакогены;

1–10 (цифры в кружках) — *авлакогены*: 1 — Беломорский, 2 — Лешуконский, 3 — Воже-Лачский, 4 — Среднерусский, 5 — Кажимский, 6 — Калтасинский, 7 — Серноводско-Абдулинский, 8 — Пачелмский, 9 — Печоро-Колвинский, 10 — Припятско-Донецкий; 11–13 (цифры в кружках) — *предгорные прогибы*: 11 — Предуральский, 12 — Предкарпатский, 13 — Предкавказский; 14 — Днестровский перикратон. *Щиты*: Бщ — Балтийский, Ущ — Украинский. *Синеклизы*: Пс — Печорская, МЗс — Мезенская, Мс — Московская, Бс — Балтийская, Пкс — Прикаспийская. *Антеклизы*: Ва — Воронежская, Ба — Белорусская, В–Уа — Волго-Уральская. 15–17 (цифры в кружках) — *котловины*: 15 — Жлобинская, 16 — Полесская, 17 — Латвийская. *Прочие структуры*: кК — кряж Карпинского, Д — Донбасс, Тк — Тиманский кряж

что в этом регионе активно проявилась позднепротерозойская складчатость, не характерная для остальной части платформы. Это обстоятельство служит некоторым исследователям достаточным аргументом для отнесения Тимано-Печорского региона к молодым платформам. Можно считать, что его объединение с Русской платформой достаточно условно. По одной из современных точек зрения, Тимано-Печорский район представляет собой область обрамления древней добайкальской платформы и отделяет ее еще от одной древней, Баренцево-Карской платформы. От Урала Тимано-Печорский район отделяется Предуральским краевым прогибом, выполненным пермскими отложениями. Предуральский краевой прогиб — четкий восточный рубеж платформы, отделяющий ее от Уральской складчатой области.

Юго-восточная граница платформы долгое время была не вполне ясна и существовали различные варианты ее проведения. В настоящее время граница проводится южнее п-ова Бузачи и г. Астрахани. Эта граница отделяет древнюю Русскую платформу от молодой, эпигерцинской Туранской плиты; далее граница проходит южнее г. Ростова-на-Дону, огибая восточные выступы Украинского щита, прослеживается далее через Перекоп и устье Дуная. Донецкий бассейн, таким образом, включается в состав платформы. Далее граница следует вдоль Предкарпатского прогиба и, уходя за пределы СССР, проходит вдоль Поморско-Куявского вала (Польша), по границе каледонских горных сооружений до м. Нордкап (Скандинавский п-ов). Мощность земной коры Русской платформы составляет в среднем 40 км, изменяясь от 30 до 65 км. Мощность чехла 0—23 км. Геофизические данные показали, что земная кора и верхняя мантия в районе Русской платформы имеют слоистоблоковое строение. Выделяются геоблоки: архейско-раннепротерозойские (*Волго-Уральский*, *Украинский*, *Беломорский*, *Свекофенский*, *Воронежский*) и позднепротерозойские (*Кольско-Мезенский*, *Ладожский*, *Прибалтийский*).

Районирование платформы

Балтийский щит располагается на северо-западе платформы (см. рис. 1) и большая часть его находится вне пределов СССР (Норвегия, Финляндия, Швеция). Северная граница проводится по зоне разломов, отделяющих рифейские структуры от каледонских, и по береговой линии Кольского п-ова. Далее граница проводится по линии раздела докембрийских пород фундамента с породами венда и раннего палеозоя, которыми начинается разрез чехла. Кроме восточного и юго-восточного обрамления, Балтийский щит почти повсеместно, если не считать осадков плейстоцена, лишен осадочного чехла. Палеозойские осадочные и вулканогенные породы сохранились в ксенолитах некоторых щелочных массивов, в отдельных

грабенах (Ловозерский щелочной массив в Карелии), а за пределами СССР в районе г. Осло (Норвегия). Осадки позднего протерозоя (рифея) также выполняют отдельные грабены. Вполне возможно, что палеозойские отложения существовали ранее по обрамлению Балтийского щита, а затем были смыты в процессе его последующего длительного воздымания.

Украинский щит, в отличие от Балтийского, менее приподнят и частично покрыт мезо-кайнозойскими осадками. Северо-восточная граница щита определяется сетью разломов, которая отделяет щит от Припятско-Донецкого авлакогена. Западный склон щита переходит в Днестровский перикратонный прогиб. На юге щит ограничивается глубинным разломом, отделяющим его от Скифской плиты.

Воронежская антеклиза почти полностью перекрывается мезо-кайнозойскими отложениями, выходы пород фундамента и палеозойского чехла вскрываются в верховьях р. Дон. Антеклиза ограничена крупными глубинными разломами: на юго-западе Припятско-Донецким, а на севере Пачелмским авлакогенами.

Пачелмский авлакоген — структура, разделяющая Воронежскую и Волго-Уральскую антеклизы. В северо-западном направлении авлакоген разветвляется и постепенно затухает. Он прослеживается в палеозойских отложениях чехла в виде вала (Окско-Цнинский). На юго-востоке авлакоген погружается в Прикаспийскую синеклизу, его затухание прослеживается в виде небольших приразломных поднятий — валов.

Белорусская антеклиза, расположенная на Русской платформе, наименьшая по размерам. Западная, северная и восточная границы антеклизы условны. Южная граница определяется разломом, окаймляющим Припятско-Донецкий авлакоген, на котором развилась небольшая Полесская котловина, западная граница находится за пределами СССР, на востоке располагается Жлобинская котловина, отделяющая Белорусскую антеклизу от Воронежской.

Припятско-Донецкий авлакоген — наиболее сложная по строению структура. Борта авлакогена ограничены глубинными разломами, на юго-востоке авлакоген переходит в складчатую систему Донбасса. Это один из немногих случаев, когда удается наблюдать непосредственный переход по простиранию платформенной структуры в геосинклинальную. Вторая особенность авлакогена — большая глубина погружения фундамента (~21 км). Третья особенность авлакогена — широкое распространение солей на определенных стратиграфических уровнях, в результате чего проявляется соляная тектоника (диапиры, купола и т.д.). Борта авлакогена осложнены ступенчатыми сбросами и соляными структурами. Преобладают разрывные (дизъюнктивные) нарушения. В среднем палеозое на месте

авлакогена заложилась широкая синеклиза, заполнившаяся палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Донбасс представляет собой геосинклинальную складчатую систему, расположенную внутри древней платформы. С севера он ограничен Воронежской антеклизой, с юга — выступами кристаллического Украинского щита (Приазовским, Ростовским). К западу Донбасс переходит в Припятско-Донецкий авлакоген, а к востоку — в *кряж Карпинского*, входящий в состав Скифской плиты. Фундамент платформы в пределах Донбасса глубоко погружен (до 25 км), а смятые в складки и разбитые разрывными нарушениями палеозойские отложения выведены на дневную поверхность. Отмечаются проявления магматизма.

Балтийская синеклиза образовалась в венде и раннем палеозое. В этот период она распространилась далеко к востоку и охватила всю южную часть территории более молодой Московской синеклизы. Она осложнена несколькими приразломными валами и многочисленными локальными поднятиями. От Московской синеклизы Балтийская синеклиза отделяется Латвийской котловиной.

Московская синеклиза — внутренняя синеклиза древней платформы. Под осевой частью синеклизы располагается Среднерусский авлакоген. В основании синеклизы — ответвления Пачелмского и Воже-Лачского авлакогенов. Границы Московской синеклизы чрезвычайно неотчетливы, в особенности северная граница с Мезенской синеклизой. Основной этап обособления и прогибания Московской синеклизы относится к рифею и венду. В раннем палеозое она открывалась в сторону Балтийской синеклизы, в среднем палеозое — в сторону Урала, к Приуральскому перикратону. В позднем палеозое и мезозое она не испытывала погружений. Московская синеклиза осложнена рядом нарушений. Система грабенов имеется на северо-западном крыле; валы располагаются вдоль ее центральной части (Сухонские дислокации) над бортами Среднерусского авлакогена. Юго-восточная граница проходит по борту Пачелмского авлакогена.

Мезенская синеклиза представляет собой перикратонное погружение в сторону древней рифейской геосинклинали Тимана. Мезенская синеклиза выполнена, как и Московская, осадками рифея и венда, в ее основании — два авлакогена — Беломорский и Лешуконский. Северо-восточная граница определяется крупным разломом, проходящим вдоль западного склона Тиманского кряжа.

Тиманский кряж представляет собой неотектоническое поднятие, унаследованное от мезозойских поднятий, северо-восточное его крыло — более пологое, осложненное сбросами. Фундамент Тимана в большей части сложен рифейскими

толщами. Для Тимана характерно блоковое строение; блоки ориентированы вдоль оси простирания кряжа.

Печорская синеклиза также целиком расположена на рифейском фундаменте. Восточная граница определяется положением Уральской и Пай-Хойской геосинклиналей, вдоль которых располагаются предгорные краевые прогибы. Чехол Печорской синеклизы в основном сложен палеозойскими и мезозойскими отложениями. В центральной части Печорской синеклизы находится Печоро-Колвинский авлакоген, заложенный в палеозое.

Волго-Уральская антеклиза — структура сложного строения; в западной части антеклизы выделяются три свода, а в восточной — пять. Своды разделяются прогибами. Западная часть Волго-Уральской антеклизы относительно приподнята, а восточная граничит с Предуральским прогибом. Граница с Прикаспийской синеклизой вполне определенна, границы с Московской и Мезенской синеклизами условны. В течение рифея, венда и раннего палеозоя антеклиза испытывала воздымание, за исключением Кажимского, Калтасинского, Серноводско-Абдулинского авлакогенов и приуральской ее части.

Предуральский прогиб на востоке ограничен зоной Уральской складчатости, на западе — полосой пермских рифов (ассельских и сакмарско-артинских). Севернее Полюдова кряжа западная граница прогиба становится менее отчетливой. Предуральский прогиб по простиранию разделен на шесть впадин, ограниченных поднятиями и оконтуривающими их разломами.

Прикаспийская синеклиза (по мнению некоторых авторов, представляет собой перикратонное опускание) принадлежит к редкому типу платформенных структур. Ее современными аналогами можно считать южную часть Каспийского моря, а за пределами СССР — впадину Мексиканского залива. Особенности Прикаспийской синеклизы следующие: громадная мощность осадочного чехла (до 23 км), почти полная редуцированность гранитного слоя в фундаменте синеклизы, округлые очертания, многочисленные соляные купола.

На востоке и юге синеклиза ограничивается разломами, а на западе и севере — седиментационными уступами. На этих уступах несколько увеличивается мощность карбонатных пород девона, нижнего и среднего карбона, нижней перми и резко увеличивается мощность кунгурских и позднепермских соленосных отложений и красноцветов. В мезозое и кайнозое продолжалось интенсивное погружение синеклизы. Она осложнена рядом сводов и впадин, соляными куполами различных размеров и формы.

Скифская плита примыкает с юга к Русской платформе. Фундамент плиты является герцинским, включает более древние, рифейские ядра, прорван многочисленными гранитными интрузиями. Относительно слабой складчатостью охвачены триасовые

и раннеюрские отложения, образующие так называемый промежуточный структурный этаж. Платформенный чехол формируется со средней юры в течение мезозоя и кайнозоя. Скифская плита ограничивает платформу с юга и тесно связана с ней, что дает основание авторам последних сводных работ по геологии СССР рассматривать Скифскую плиту в составе Русской платформы. Нами Скифская плита рассматривается в гл. IV.

История геологического развития

Прогеосинклинальный режим

Раннеархейский этап

В архее развитие территории Русской платформы происходило в прогеосинклинальном режиме, для которого характерно формирование однородных (супракрустальных) пород, преимущественно вулканогенных, испытавших затем перекристаллизацию в условиях метаморфизма и ультраметаморфизма. Сведения о прогеосинклинальном режиме развития платформы дает изучение Балтийского и Украинского щитов. Большинство современных исследователей указывают на наличие в архее овальных структур, что, возможно, свидетельствует о высокой пластичности земной коры. Эти структуры получили название тектоноцентров. Предполагается, что они заложились на «лунной» стадии развития земной коры (4000—3600 млн лет назад). Следует отметить, что архейский возраст этих структур является условным.

Наиболее древний (катархейский?) комплекс, известный в пределах Балтийского щита на Кольском п-ове, представлен древнейшими гранитоидами (пироксеновые диориты, биотит-амфиболовые гранодиориты, кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры, огнейсованные плагиограниты). Эти древнейшие гранитоиды перекрываются глубокометаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами беломорской серии, которая относится к раннему архею.

На украинском щите в Приднепровском блоке развита конкско-верховцевская серия, которая по составу пород и абсолютным датировкам сопоставляется с беломорской серией. В пределах остальных структур Русской платформы (Волго-Уральская антеклиза, Балтийская синеклиза, Белорусская антеклиза) строение архейских толщ аналогично тем комплексам, которые вскрываются на щитах; выделяются нижние серии метавулканитов и верхняя серия существенно глиноземистого состава (биотитовые гнейсы с гранатами, плагиобиотитовые, амфиболовые и пироксеновые гнейсы). Обе серии метаморфизованы совместно в условиях гранулитовой фации.

В ряде случаев на южном берегу Кольского полуострова удается выявить сжатую изоклинальную складчатость северо-западного простирания архейских пород.

В качестве характерных особенностей архейских метаморфических комплексов отмечается их поразительная однородность на огромных пространствах. Это свидетельствует об однородности тектонического режима в архее.

Прогеосинклинальный этап развития Русской платформы сменяется новым, протогеосинклинальным режимом, свойственным позднему архею.

Протогеосинклинальный режим

Позднеархейский этап

Наиболее детально изучены отложения верхнего архея на Карельском перешейке, где они объединены в лопийский отдел (лопий). Лопий охарактеризован тремя сериями (снизу вверх): гимольской, парандовской, тишкозерской.

В основании гимольской серии Западной Карелии залегают базальные конгломераты и аркозовые песчаники, затем метавулканиты базальтового и андезито-базальтового состава, с подчиненными прослоями слюдяных, графитовых и филлитовидных сланцев, среди которых встречаются прослои железистых кварцитов. Выше залегают породы второго осадочно-вулканогенного цикла. В основании — вулканиты (лавы, туфы) преимущественно липаритового и дацитового состава, которые выше по разрезу сменяются амфибол-биотитовыми кристаллосланцами, содержащими пачки железисто-кремнистых сланцев.

Вышележащие — парандовская и тишкозерская серии — распространены только в Центральной и Юго-Западной Карелии. Аналоги лопия имеются и на Кольском полуострове. Принципиальное сходство с карельскими разрезами лопия обнаруживают разрезы михайловской серии Воронежской антеклизы и конкско-верховцевской серии Украинского щита. В южных районах Русской платформы повсеместно вскрыты залегающие несогласно на раннем архее толщи метабазитов, метаспилитов, метапорфиритов, которые выше по разрезу сменяются толщами метаморфических сланцев, содержащих пачки железистых кварцитов, иногда магнетит-карбонатных пород.

В других районах Русской платформы отложения, синхронные лопию, вскрываются только скважинами.

Комплексы лопия относятся к начальной стадии протогеосинклинальных структур — к стадии прогибания. Почти одновременно с вулканитами отмечались субвулканический и интрузивный вулканизм — образование межпластовых и бескорне-

вых интрузий габброидного и гипербазитового состава. Последующее развитие протогеосинклиналей сопровождалось складчатыми деформациями, гранитоидным магматизмом. На Балтийском щите эта фаза складчатости получила название беломорской.

Выше лопия залегают отложения сумия, завершающие разрез позднего архея (?). Комплексы вулканогенных и терригенных пород сумия формировались после того, как геосинклинальные структуры лопийского этапа окончательно сформировались и начали разрушаться, эродироваться. Продукты переотложения накапливались во вновь образованных прогибах и тектонических депрессиях, связанных с образованием серий глубинных разломов. С разломами, в свою очередь, связаны магматические очаги. Сумийскому времени соответствуют тунгудско-надвойская серия (Карелия), тундровая серия (Кольский полуостров).

В составе вулканических толщ всех названных серий отмечаются зеленокаменные породы — метадиабазы, диабазовые метапорфиры, туфы и туффиты, преобразованные в различные зеленые актинолит-альбит-хлоритовые сланцы. Изредка встречаются аркозы, конгломераты и карбонатные породы. Некоторые исследователи относят к сумию толщу высокоглиноземистых кристаллических сланцев, которые залегают в зонах глубинных разломов (Кольский полуостров). Высокоглиноземистые отложения устанавливаются бурением в пределах Эстонии. С шовными прогибами связаны также кремнисто-железистые отложения (джеспилиты), которые развиты в южных районах Русской платформы (Криворожская зона, Украинский щит и Воронежский кристаллический массив). В этих районах широко распространена криворожская серия и сопоставляемая с ней курская серия. Эти серии представлены амфиболитами, аркозово-филлитовыми породами, джеспилитами, песчано-сланцево-карбонатными толщами. Все перечисленные толщи подвержены глубокому метаморфизму и ультраметаморфизму, в результате чего они нередко преобразованы в разнообразные мигматиты и прорываются интрузиями гранитов.

Раннепротерозойский этап

В раннем протерозое на Русской платформе существовали два типа структур земной коры:

1) обширные устойчивые области завершенной складчатости, в которых проявлялись постепенно затухающие разломно-глыбовые движения и связанная с разломами магматическая деятельность. Геотектонический режим в структурах этого типа определяется как протоорогенный, или субплатформенный;

2) высокоподвижные прогибы геосинклинального типа, которые характеризуются активной тектоно-магматической деятель-

ностью и проявлением процессов регионального метаморфизма, сопровождаемым гранитообразованием.

Наиболее хорошо изучены оба типа структур на Балтийском щите, особенно на Карельском перешейке. В других районах Русской платформы эти структуры прослеживаются в достаточной степени условно.

Протоорогенно-субплатформенные структуры. Область развития этих структур в Центральной Карелии некоторые исследователи назвали «ятулийским материком». Нижнепротерозойские отложения этой области подразделяются снизу вверх на ятулийские (PR_1^1), суйсарские (PR_1^{2-3}) и вепские (PR_1^4).

Ятулийские отложения (ятулий) залегают трансгрессивно со стратиграфическим и угловым несогласием на разных горизонтах архея. Ятулий представлен кварцевыми конгломератами, кварцито-песчаниками, кварцитами, известняками и доломитами, содержащими строматолиты, графитосодержащими сланцами, шунгитами, вулканитами спилит-диабазово-базальтового состава.

Суйсарские отложения представлены пикрит-диабазовым комплексом, который залегает в грабенах, ограниченных глубинными разломами. Суйсарские вулканиты связаны с вулканами центрального типа и трещинными излияниями. В постсуйсарское время вулканическая деятельность замерла, на обширных площадях получили развитие процессы эрозии, происходила пенепленизация «ятулийского материка». По периферии Балтийского щита возникли тектонические депрессии, в которых отлагались осадки платформенного типа. Эти отложения соответствуют вепсию (PR_2^4).

Вепские отложения представлены мощной (до 1000 м) толщей ритмично-переслаивающихся глинистых, песчано-глинистых сланцев и песчаников.

Геосинклинальные структуры. Одновременно с ятулийской древней платформой, по ее обрамлению и на ее основании развивались геосинклинальные прогибы, выполненные отложениями ладожия, которые носят флишоидный характер и представлены филлитовидными сланцами. В зонах проявления метаморфизма сланцевые толщи замещаются биотитовыми гнейсами, гранит-мигматитами.

Авлакогенный режим

Рифейский этап

Для рифея наиболее характерны авлакогены — крупные протяженные грабенообразные депрессии и грабены, которые отличаются от депрессий несколько меньшими размерами.

Авлакогены и грабены распространены в центральных частях

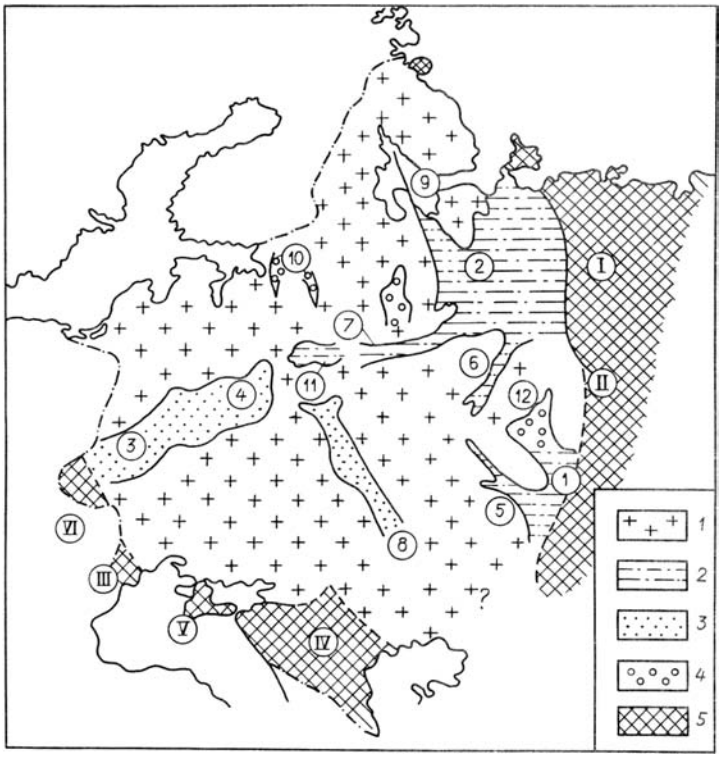


Рис. 2. Схема распространения формаций рифейского этапа Русской платформы. По *К.Э. Якобсону*, 1985, упрощено:

1 — дорифейские отложения фундамента; *2–4* — платформенные формации рифея: *2* — песчано-аргиллитовые отложения; *3* — песчаники; *4* — грубообломочные отложения; *5* — геосинклинальные формации рифея

Геосинклинали: I — Урало-Тиманская, II — Уральская, III — Галицийско-Добруджская, IV — Донецкая и Бориэвксинская, V — Крымская, VI — Карпатская

Структуры платформы в рифее. *Прогибы* (цифры в кружках):

1 — Уфимско-Гожанский, 2 — Мезенский, 3 — Волынский, 4 — Оршанский, 5 — Серноводско-Абдулинский, 6 — Кажимский, 7 — Среднерусский, 8 — Пачелмский, 9 — Беломорский. *Грабены*: 10 — Ладожский, 11 — Московский, 12 — Кокарско-Бородулинский

платформы. На, периферии расположены пологие перикратонные прогибы, погружающиеся по направлению к сложным геосинклиналям (рис. 2).

Вдоль юго-западной и южной границ Русской платформы происходило формирование *Карпатской*, *Галицийско-Добруджской*, *Крымской*, *Бориэвксинской* и *Донецкой геосинклиналей*. В *Печорской синеклизе* располагалась Урало-Тиманская рифейская миогеосинклиналь, которая простиралась от Тимана на восток и сливалась с Уральской геосинклиналью. В пределах Тимана выделяются две зоны: западная и восточная. В западной зоне развиты сильно метаморфизованные терригенно-карбонатные

породы. В восточной зоне к рифею отнесены мощные толщи смятых в складки слюдистых и слюдисто-кварцевых сланцев с прослоями метавулканитов. Эти зоны прослеживаются на п-ове Канин и о. Кильдин.

В областях платформенного развития наибольшим разнообразием в строении характеризуются краевые перикратонные прогибы: *Уфимско-Гожанский*, *Мезенский*, *Волынский* и *Оршанский*. В первом прогибе (Уфимско-Гожанском) повторяется разрез примыкающей Уральской геосинклинали. Уфимско-Гожанский прогиб в рифее выполнялся отложениями терригенно-карбонатного состава. Мезенский и Волынский прогибы изучены слабее, так как они погребены под мощной толщей молодых образований. Типичные авлакогены, заложившиеся в рифее,— *Серноводско-Абдулинский*, *Кажимский*, *Беломорский*, *Среднерусский* и *Пачелмский* — к концу рифея – началу венда были выведены на дневную поверхность и размыты. Имеются и погребенные авлакогены, еще не полностью выявленные и изученные. Недавно установленный *Беломорский авлакоген* расположен на дне Белого моря. Разрозненные выходы рифейских отложений на Онежском озере и Кольском п-ове представляют собой краевые зоны Беломорского авлакогена, ограниченного разломами. Авлакогены выполнены осадочными терригенными формациями, иногда отмечаются прослои карбонатов, лавовые покровы и туфобрекчии основного состава.

Авлакогены обычно закладываются в краевых зонах платформ и затухают по направлению к центру. С зонами авлакогенов связаны разнонаправленные тектонические движения, обусловившие горсто-грабеновое строение авлакогенов и резкие перепады мощностей выполняющих их толщ. Кроме вертикальных движений, в формировании авлакогенов принимали участие горизонтальные движения: этот процесс проходил в условиях интенсивного растяжения; авлакогены, по сути дела, раздвиговые структуры.

Вендский этап

К началу венда на Русской платформе произошла структурная перестройка; области развития рифейских и вендских толщ не совпадают. Так, в Волынском прогибе в районе г. Бреста волынская серия нижнего венда распространена значительно шире рифея. Пачелмская структура перестала быть авлакогеном и преобразовалась в прогиб, выполненный осадочными породами. По составу пород (по набору формаций) ранний венд также резко отличается от рифея. В венде выделяются формации: 1) терригенно-карбонатная марганцевоносная (V_1), представленная доломитами и пестроцветными песчаниками; 2) пестроцветная песчано-глинистая (V_1 pc);

3) ледниковая (V_1 č), сложенная продуктами наземного оледенения (тиллиты, песчаники, аргиллиты); 4) трапповая (V_1 vl) развита на юго-западе платформы и образована продуктами наземного вулканизма (базальты, реже туфы среднего и кислого состава).

Последовательность событий, протекавших в раннем венде, можно представить следующим образом. Прекратились движения по разломам, в результате которых в условиях растяжения происходило формирование авлакогенов. На смену авлакогенам пришли небольшие прогибы. В палеогеографическом плане прогибы представляли собой небольшие замкнутые водоемы (озера, внутренние моря), в которых формировались пестроцветные морские марганцевоносные отложения. Восточная окраина платформы омывалась морем, находившимся на месте современного Урала. Вулканизм раннего венда щелочной, базитовый и карбонатитовый.

Плитный режим

Поздневендский этап

Русская платформа в позднем венде впервые покрылась платформенным чехлом, не связанным с грабенами и авлакогенами (рис. 3). Отрицательные структуры разделили Балтийский и Украинский щиты. Центральная отрицательная структура позднего венда — «предок» Московской синеклизы; в этом погружении формировались осадки незначительной мощности. Угол наклона слоев — доли градуса. Перикратонные прогибы погружались в сторону окружающих геосинклиналей, поэтому именно там сосредоточены наиболее значительные мощности. В геосинклинальных областях, окаймляющих платформу, начались процессы воздымания. В основании позднего венда залегает континентальная конгломерато-песчано-алевритовая формация, которая представляет собой осадки пролювиального, аллювиального, дельтового, озерного типа, накапливающиеся в пониженных участках рельефа. Континентальная формация сменяется морской вулкано-кластo-алевролито-глинистой формацией. Ее характерная особенность — выдержанные горизонты вулканокластического материала (глинистые туффиты с прослоями пепловых туфов), а также темно-серые до черных аргиллиты, переполненные пленками органического вещества и конкрециями фосфоритов. Выше прослеживается песчано-глинистая морская формация, которая распространена повсеместно в отрицательных структурах, таких, как *Московская синеклиза, прогибы Верхнекамский, Шкаповский, Днестровский* (см. рис. 3). Завершается разрез позднего венда вновь континентальными песчано-глинистыми отложениями, в которых встречаются загипсованные, баритоносные горизонты с обилием гематита.

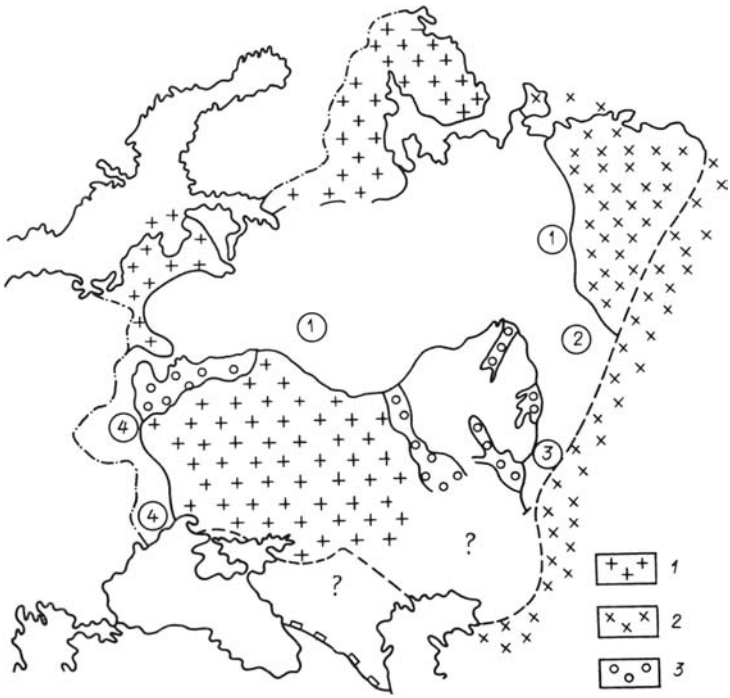


Рис. 3. Схема распространения формаций позднего венда. По *К.Э. Якобсону*, 1985; упрощено:

Выходы пород фундамента: *1* — дорифейского; *2* — рифейского; *3* — область распространения рифейского чехла

Структуры позднего венда (цифры в кружках):

1 — Московская синеклиза, 2 — Верхнекамский прогиб, 3 — Шкаповский прогиб, 4 — Днестровский прогиб

Отложения позднего венда на Русской платформе формировались в условиях стабилизации платформы. Осадочный чехол позднего венда, в отличие от раннего, формировался за счет привноса пирокластического и терригенного материала из окружающих складчатых областей. К концу венда, по-видимому, установился сухой и жаркий климат (загипсованность осадков, обилие гематита).

Раннекембрийско-раннеэйфельский этап

В истории формирования осадочного чехла Русской платформы раннекембрийско-раннеэйфельский этап был временем, когда платформа была относительно высоко приподнята, а более погруженные области осадконакопления занимали сравнительно незначительную площадь.

В раннем палеозое существенное влияние на осадочный

чехол платформы оказывали тектонические движения *Грампианской* и *Уральской геосинклинальных областей*. Складчатые образования раннего палеозоя (каледониды) за пределами СССР на северо-западе платформы непосредственно контактируют с Балтийским щитом. Каледонский складчатый комплекс прослеживается в пределах СССР в Львовской области. На границах с каледонидами формировалась система перикратонных прогибов. На юге СССР — это *Днестровский перикратон* (склон Украинского щита) (см. рис. 3). В центре платформы существовала крупная отрицательная структура — *Балтийско-Московская синеклиза*, которая являлась наиболее крупной и стабильной областью прогибания. На востоке также развиты области погружения — *Печорская синеклиза*, *Предуральский прогиб*, *Прикаспийская синеклиза* (?).

Трансгрессивная[1] **стадия** ($Є_1$—O_2). Накопление осадков раннего палеозоя началось в западных и северо-западных районах платформы, а также на северо-востоке в Тимано-Печорском районе и в Приднестровье. Выделяется ряд формаций, характеризующих трансгрессивную стадию.

Морская алевролито-глинистая формация (ранний кембрий) известна в Северной и Восточной Прибалтике, в Южной Молдавии, в Приднестровье. Она залегает непосредственно на породах фундамента или ложится с размывом на отложения валдайской серии венда. В Прибалтийском регионе отложения этой формации представлены толщей «синих» глин, которые по простиранию переходят в глины с линзовидными прослоями алевролитов и песчаников. В Приднестровье в разрезе преобладают маломощные алевролиты и песчаники (рис. 4).

Морская алевролито-песчаная формация (ранний – средний кембрий). Во время образования этой формации происходило погружение всей южной части Балтийского щита. Формация распространена почти на всей территории Эстонии, в западной части Латвии и Литвы и на юго-западе платформы. Отложения этой формации представлены песчаниками со следами ползания червей (фукоидные песчаники).

Морская сланцево-песчаная фосфоритоносная формация (ранний ордовик). Раннеордовикские отложения протягиваются широкой полосой от Балтийского моря до меридиана г. Солигалича. Формация делится на три части: песчано-фосфоритоносную, диктионемовых сланцев и глауконитовых фосфоритоносных песчаников.

Прибрежно-морская песчаная формация (O_1—O_2) представлена толщей белых кварцевых песчаников.

Таким образом, погружение южной части Балтийского щита

[1] Трансгрессия — стадия наступления моря.

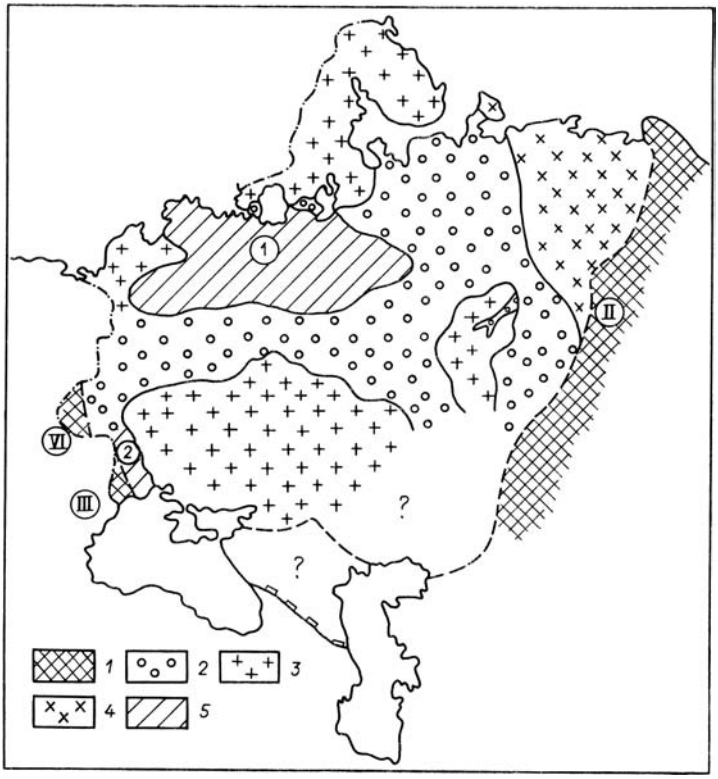


Рис. 4. Схема распространения алевролито-глинистой формации трансгрессивной стадии раннекембрийского – раннеордовикского возраста. По *Н.С. Иголкиной*, 1985:

1 — геосинклинали; *2* — вендские формации чехла. Выходы пород фундамента: *3* — дорифейского; *4* — рифейского; *5* — алевролито-глинистые формации трансгрессивной стадии ($Є_1$—O_1). Цифры в кружках:
1 — Московская синеклиза, 2 — Днестровский прогиб. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2

повлекло за собой проникновение во внутренние районы платформы морских трансгрессий с запада и накопление в западных районах плиты раннепалеозойских формаций, разнообразных по составу и фациям: морские, лагунные, континентальные, терригенные и карбонатные. Это типичные осадки трансгрессивной стадии развития бассейна (рис. 5).

Инундационная[1] **стадия** (O_1—S). В среднюю, инундационную стадию этапа, когда погружение становится более стабильным, происходит накопление терригенно-карбонатных формаций, появляются рифогенные формации. В юго-западных районах

[1] Инундация — затопление, инундационная стадия — стадия максимального распространения морского бассейна.

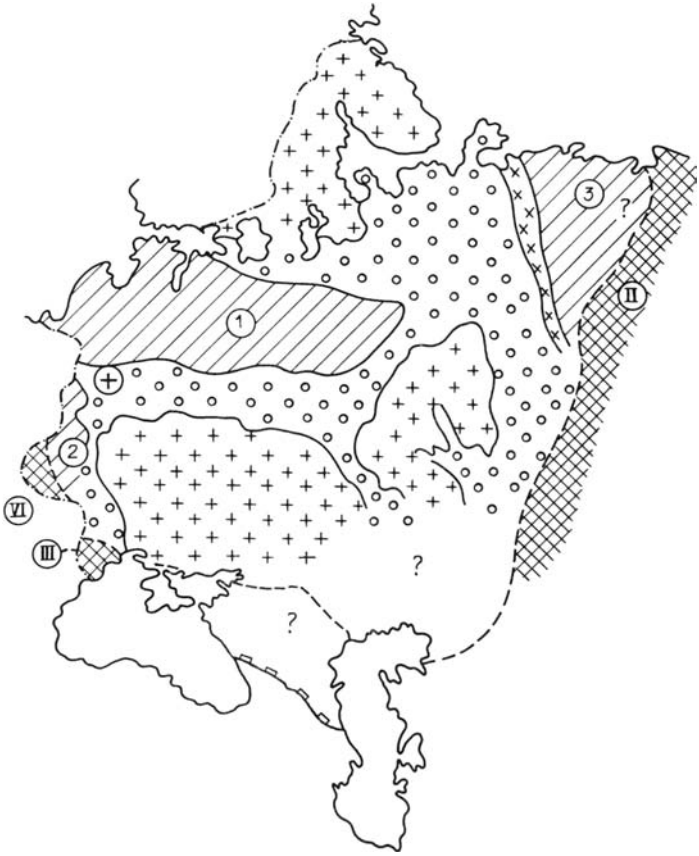


Рис. 5. Схема распространения формаций трансгрессивной и инундационной стадий раннего палеозоя без алевролито-глинистой формации кембрия. По *Н.С. Иголкиной*, 1985:

1 — Балтийско-Московская синеклиза, 2 — Днестровский перикратон, 3 — Печорская синеклиза. Условные обозначения см. на рис. 2, 4

платформы (Западная Украина, Подолия) продолжительность инундационной стадии была максимальной (ранний ордовик – конец силура).

Морская глинисто-карбонатная формация (O_1–S_2) начала формироваться с раннего ордовика, когда западные районы платформы испытали значительные погружения; ее формирование завершилось в конце силура. Большая часть разреза формации представлена известняками, доломитизированными и глинистыми. Очень часто встречаются рифогенные известняки. Эта формация распространена до меридиана оз. Чудского (см. рис. 5).

Морская известняково-доломитовая формация (S_1–D_1) обра-

зовалась в результате расширения морской трансгрессии в начале силура, когда море охватило часть территории крайнего северо-востока платформы. Приподнятыми остались Южный Тиман и положительные структуры (антеклизы, своды), пограничные с Уралом.

К этой же формации предположительно относятся терригенные морские отложения, встреченные в Предуральском прогибе, на западе Оренбургской области. В западной прибортовой части Прикаспийской синеклизы встречается мергельно-известняковая толща силура, также относящаяся к описываемой формации.

Регрессивная[1] **стадия.** Начало накопления лагунно-морских формаций в центральных частях платформы началось в среднем ордовике, а в западных районах — с позднего силура – раннего девона. Лагунно-морские формации развиты на меньшей территории, чем формации инундационной стадии. Формирование лагунно-морских формаций происходило в остаточных бассейнах, образовавшихся в результате регрессии моря.

Эмерсивная[2] **стадия.** В эту стадию образуются терригенные, континентальные красноцветные отложения, преимущественно раннедевонского возраста.

Позднеэйфельский – каменноугольный этап

Этот этап охватывает возрастной интервал от среднего девона (позднего эйфеля) до карбона включительно. В западных районах платформы (Балтийская синеклиза) начало этапа относится к раннему девону, а завершение — к началу ранней перми.

По сравнению с предыдущим этапом поднятие платформы сменилось общим погружением и значительным расширением областей осадконакопления. Рассматриваемый этап — время максимальных погружений платформы, которые связаны с усилившимися прогибаниями Уральской геосинклинали. Уже в позднем эйфеле и в живете погружение, помимо восточных областей, захватило Московскую синеклизу. Существенные изменения произошли и в структуре южной части платформы. Здесь отмечены погружения, связанные с образованием *Бориэвксинской* и *Донецкой геосинклинальных систем* (см. рис. 2). К концу палеозоя сформировались и начали разрушаться складчатые системы, составившие фундамент Скифской плиты. Образование Донецкой зоны интенсивных погружений на месте современного Донбасса и Припятско-Донецкого авлакогена оказало влияние на тектони-

---

[1] Регрессия — отступление моря.
[2] Эмерсия, эмерсивная стадия — поднятие, осушение.

ческое развитие прилегающих платформенных структур, что выразилось в расколе крупного щита на юге платформы на две части — Украинский щит и Воронежскую антеклизу. Обширная область осадконакопления располагалась в юго-восточной части платформы — это *Прикаспийская синеклиза*, которая испытывает грандиозные погружения, несравнимые с погружением других структур. В результате погружения этой структуры накопилась многокилометровая толща осадочных пород, погружение которой вызывало опускание восточной части Воронежской антеклизы и прилегающих с севера областей Волго-Уральской антеклизы.

В среднем девоне область осадконакопления сохраняется и в Печорской синеклизе. Ее структурное положение сходно с положением Прикаспийской синеклизы; Печорская синеклиза ограничивается Уральской и Пай-Хойской геосинклинальными системами и открывается в сторону Печорской губы Карского моря. В течение девона погружение не распространялось западнее Тимана; песчано-глинистые притиманские формации сменяются по направлению к Уральской геосинклинали чисто морскими карбонатными отложениями. С конца среднего девона погружения захватили Тиман, а с визейского века и близлежащие районы Московской и Мезенской синеклиз.

На Балтийском щите местами существовали обособленные грабенообразные прогибы, в которых в течение среднего – позднего девона и раннего карбона накапливались континентальные и вулканогенные отложения.

В западной части Русской платформы основными областями осадконакопления были Балтийская синеклиза, Днестровский прогиб. Эти структуры, частично уходящие за пределы СССР, формировались под влиянием герцинских геосинклиналей Западной Европы. Перечисленные структуры служили областью осадконакопления, начиная с раннего девона и до раннего карбона включительно.

Разность в развитии западных и восточных структур платформы объясняется различной интенсивностью и продолжительностью движений в обрамляющих геосинклиналях.

На платформе устанавливаются характерные седиментационные структуры. Нижняя граница данного комплекса формаций датируется ранним девоном на западе и поздним эйфелем — в центральных и восточных частях платформы. Эта граница выражена сменой формации эмерсивной стадии предыдущего (кембрий – ранний эйфель) этапа трансгрессивной стадией среднего и позднего палеозоя. Такими седиментационными структурами являются *Припятско-Донецкий авлакоген*, *Московская*

---

[1] Это крупное поднятие на юге Русской платформы, объединяющее Украинский щит и Воронежскую антеклизу, в палеогеографии получило название Сарматский щит.

синеклиза, *Вятско-Камский авлакоген*, восточный склон платформы. В разрезе комплекса среднего – позднего палеозоя отмечается присутствие многочисленных региональных перерывов, коротких по продолжительности, с которыми не связаны структурные перестройки. Эти перерывы устанавливаются по выпадению из разрезов отдельных стратиграфических подразделений. К числу наиболее значительных перерывов относятся перерывы в начале франского века, перерыв в начале позднего франа, предвизейский, предбашкирский и другие перерывы. В среднем – позднем палеозое отлагались характерные угленосные формации Припятско-Донецкого авлакогена.

Трансгрессивная и инундационная стадии. Начавшееся в среднем девоне неравномерное погружение обширных областей суши привело в начале франского века к общему ее погружению.

Морская терригенно-карбонатная формация, стратиграфический интервал от низов франа, на юге и юго-востоке от живета и до конца турне, сложена известняками и доломитами с прослоями мергелей, аргиллитов, алевролитов и песчаников. Она прослеживается на восток в Предуральский прогиб и на юго-восток в Прикаспийскую синеклизу и распространена также в пределах Балтийской синеклизы, *Львовского* и *Преддобруджского прогибов*.

Формация представлена отложениями от прибрежно-морских (западные области) до более глубоководных в восточных районах платформы. В западной части платформы в разрезе формации преобладают известняки и мергели с обильной морской фауной, что свидетельствует о неглубоком теплом море. Несколько изолированно с западной частью платформы развиваются *Балтийская синеклиза* и *Львовский прогиб*. Для этих регионов характерно преобладание доломитов и доломитизированных мергелей, с редкими брахиоподами и остракодами, гипсов и ангидритов.

В восточной части Русской платформы устанавливается другой тип разреза формации. Здесь в позднем девоне – турне широко распространены фации так называемого доманикового типа. Это относительно глубоководные темно-серые, почти черные карбонатно-глинистые, сильно битуминозные породы. Выше в разрезе формации преобладают карбонатные отложения (мергели, известняки и доломиты) местами с включениями прослоев сульфатных пород. Зоны развития доманикового типа окаймлены рифовыми известняками.

Описываемый (восточный) тип разреза формации устанавливается и на юге платформы в области Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины. В Припятском прогибе встречаются также сульфатные породы, отсутствующие в Днепровско-Донецкой впадине.

Начиная с середины франского века, на юге платформы в Припятском прогибе и в Днепровско-Донецкой впадине заложилась крупная структура рифтового типа — Припятско-Донецкий авлакоген. Он ограничен разломами, линейно вытянут более чем на 1000 км. Формации, выполняющие авлакоген, не тождественны платформенной формации; они характеризуют рифтовую структуру. В авлакогене выделяются две части: *Припятский* и *Днепровско-Донецкий грабены*.

Здесь устанавливается глинисто-сульфатно-карбонатная формация. Она образовалась в течение франского времени. Формация залегает в Припятском грабене на сульфатно-карбонатной формации раннего франа, а в южной части Днепровско-Донецкого грабена на вулканогенно-осадочной субформации того же времени. В Припятском грабене формация представлена ритмично чередующимися пачками карбонатного, глинисто-мергельного и сульфатно-карбонатного состава. В Днепровско-Донецком грабене формация сложена карбонатно-глинистыми и карбонатными породами, которые содержат примеси вуканогенного материала, обугленный растительный детрит, в верхней части разреза прослои сульфатных пород.

Накопление этой формации происходит в условиях интенсивного и неравномерного погружения территории в мелководном хорошо аэрируемом бассейне. Появление сульфатов указывает на частичную регрессию бассейна и затрудненный водообмен с открытым морем. Постепенное отчленение бассейна от открытого моря завершилось к концу франского века образованием соленосной формации. Соленосная формация представлена чередующимися пластами каменной соли с пачками глинисто-сульфатно-карбонатных пород. Накопление соленосной формации свидетельствует об интенсивных погружениях в начале позднего франа: краевые разломы, ограничивающие авлакоген, осложнились возникновением поперечных разрывов, разделявших авлакоген на ряд грабенов. Разрывные нарушения свидетельствуют о проявлении тектонической активизации, которая в свою очередь привела к накоплению вулканогенных пород. Вулканогенная формация сложена туфами, туффитами, туфогенными гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, с покровами базальтов и андезито-базальтов.

В фаменское время формируется калиеносная формация, сложенная чередующимися пластами калиевой соли и глин. Эта формация отлагалась в период кратковременной регрессии морского бассейна. Огромная мощность калийных солей (450 м), накопившихся в фаменский век, свидетельствует о тектонической активности авлакогена. Фаменский век в авлакогене завершается развитием вулканогенных, лагунных сульфатно-глинистых и лагунно-морских, глинисто-мергелистых формаций (рис. 6).

Прибрежно-морская, песчано-глинистая, бокситово-угленос-

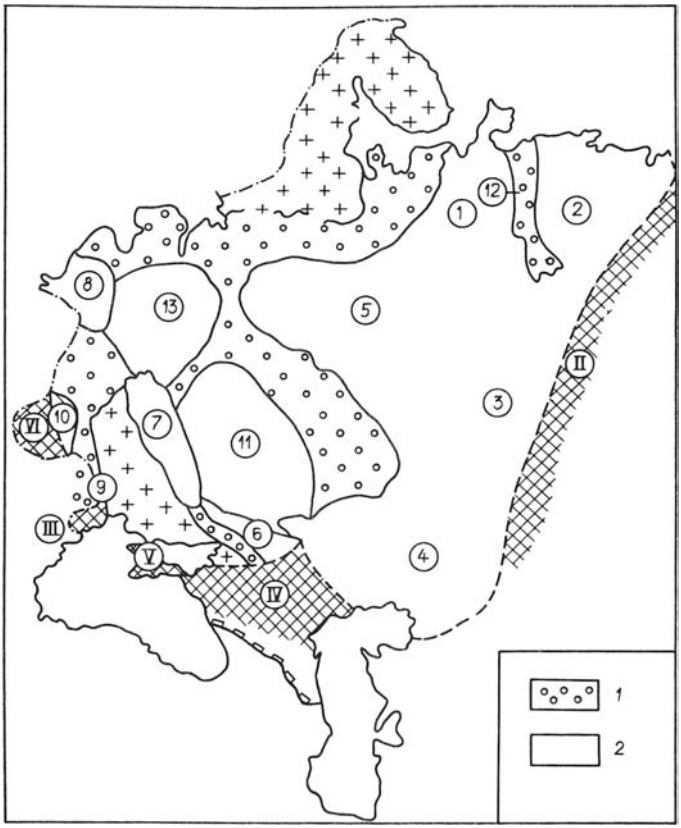


Рис. 6. Распространение формаций позднеэйфельско-каменноугольного этапа. По *В.П. Кирикову и В.И. Горскому-Кручинину*, 1985, с упрощениями:

1 — более древние отложения чехла; *2* — области осадконакопления. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2, 4.

Структуры (цифры в кружках):

1 — Мезенская синеклиза, 2 — Печорская синеклиза, 3 — Волго-Уральская антеклиза, 4 — Прикаспийская синеклиза, 5 — Московская синеклиза; 6–7 — Припятско-Донецкий авлакоген: 6 — Днепровско-Донецкий грабен, 7 — Припятский грабен; 8 — Балтийская синеклиза, 9 — Преддобруджский прогиб, 10 — Львовский прогиб, 11 — Воронежская антеклиза, 12 — Тиман, 13 — Белорусская антеклиза

ная формация. В турне на юго-востоке началась трансгрессия моря, постепенно распространившаяся на северо-запад. В это время происходит накопление прибрежно-морской, песчано-глинистой, бокситово-угленосной формации, соответствующей раннему – среднему визе (C_1v_{1+2}), широко распространенной в пределах Московской синеклизы, на юго-западном склоне Воронежского массива и в Волго-Уральской области. В составе формации преобладают глины, алевриты и пески с прослоями известняков. Во многих разрезах содержатся

прослои угле- и бокситоподобных пород. В Днепровско-Донецкой впадине, в Припятском и Львовском прогибах в позднем визе началось и продолжалось до конца позднего карбона формирование песчано-глинисто-карбонатной паралической угленосной формации. В Припятском прогибе и в Днепровско-Донецкой впадине формация представляет собой языкообразное тело длиной 700 км и шириной 70—200 км.

Строение паралической угленосной формации свидетельствует о том, что с начала позднего визе и до конца карбона движения были сравнительно малой амплитуды. Терригенный материал сносился с Украинского щита и Воронежской антеклизы. По-видимому, бассейн быстро заполнялся осадками; быстрое осадконакопление не компенсировалось прогибанием дна бассейна, что приводило к образованию заболоченных приморских равнин и накоплению углей.

Морская известняковая формация (визе – артинский ярус) (C_1v_2–P_1ar) распространена в центральной и восточной частях платформы. Эта формация образовалась в условиях морского мелководного бассейна. Она приурочена к наиболее погруженному участку Московской синеклизы и юго-восточному склону Воронежского массива и представлена песчаниками, алевролитами, песками с косой слоистостью дельтового типа, что свидетельствует о близости области сноса.

Рифогенная субформация (поздний карбон – артинский век) (C_3–P_1ar) прослеживается вдоль западного края Предуральского прогиба, где образуются мшанково-гидрактиноидные рифы «барьерного» типа.

Раннепермский – раннетриасовый этап

Регрессивная стадия. Образованием известняковой рифогенной формации завершился предыдущий этап. На этом закончился цикл стабильного погружения платформы (трансгрессивная и инундационная стадии) и начался этап регрессии бассейна, который был обусловлен преобладанием восходящих движений; кратковременные опускания захватывали иногда значительную часть платформы и на этих территориях вновь развивались кратковременные трансгрессии. В результате трансгрессий сформировалась морская сульфатно-карбонатная формация (P_1a–ar), охватывающая стратиграфический интервал от ассельского до артинского яруса включительно. В некоторых районах он может быть несколько шире. Формация распространена в Предуральском прогибе, в Прикаспийской впадине, Днепровско-Донецкой впадине и в Мезенской синеклизе. Одновременно с накоплением морской сульфатно-карбонатной формации в центральных районах платформы, в периферических зонах в областях активных погружений (краевые прогибы, впадины) происходило накопление соленосной формации.

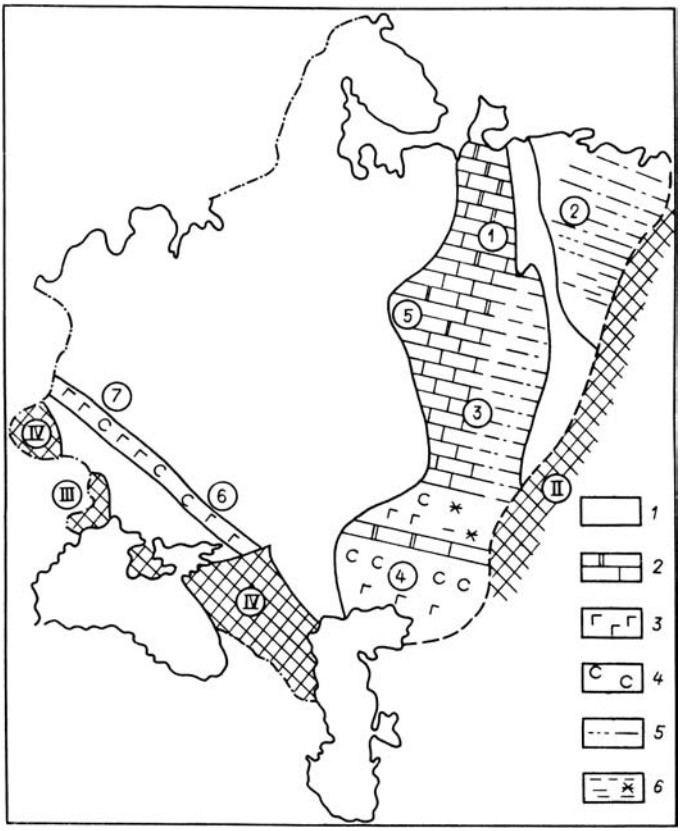


Рис. 7. Схема распространения позднепермских отложений. По *Н.С. Маличу*, 1987:

1 — области распространения более древних отложений фундамента и чехла, *2–6* — области распространения позднепермских отложений: *2* — известняки, доломиты, мергели, гипсы; *3* — гипсы; *4* — соли (каменные и калийные); *5* — песчаники; *6* — глины. Остальные усл. обозначения см. на рис. 1–6

Наряду с соленакоплением формировалась терригенная красноцветная формация артинско-сакмарского времени ($P_1ar–s$) в пределах внутриматериковых равнин (красноцветные песчаники, алевролиты, глины).

Позднепермская эпоха ознаменовалась началом общего поднятия, что привело к образованию лагунно-континентальных и лагунно-морских формаций (рис. 7).

Лагунно-континентальная пестроцветная карбонатно-терригенная формация уфимско-казанского времени ($P_2u–kz$) распространена в восточной половине платформы и охватывает почти всю Волго-Уральскую антеклизу, а также восточные и северные части Московской синеклизы, Предуральской про-

3—6430

гиб и Прикаспийскую синеклизу. Формация накапливалась в условиях внутриматериковой низменности (русловые, дельтовые отложения).

Лагунно-морская сероцветная терригенно-карбонатная формация казанского века (P_2kz) распространена в восточных областях платформы (Волго-Уральская антеклиза, Московская синеклиза, Прикаспийская впадина). Нижняя часть разреза формации сложена песчаниками, алевролитами, глинами, мергелями и известняками. В конце казанского века морской бассейн отделился от основной акватории, что привело к усилению засолонения и накоплению галогенной формации.

Континентальная пестроцветная карбонатно-терригенная формация татарского времени (P_2t) распространена в Волго-Уральской антеклизе, на северо-востоке Московской синеклизы, в Предуральском прогибе и Прикаспийской впадине. Вторая область развития этой формации — Припятская и Днепровско-Донецкая впадины. Формация представлена красноцветными песчаниками, оолитовыми известняками, глинами, алевролитами.

Континентальная пестроцветная терригенная формация (T_1) развита в пределах Московской синеклизы, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин. Формация представлена пестро- и сероцветными песчано-глинистыми отложениями, которые формировались в отдельных изолированных бассейнах, где накапливались аллювиально-пролювиальные отложения. Морские триасовые отложения известны в Прикаспии (район горы Богдо).

Мезо-кайнозойский (альпийский) этап

Альпийский этап развития платформы охватывает время от позднего триаса до четвертичного.

Началу этапа предшествовал длительный континентальный перерыв, продолжавшийся в течение среднего триаса. С поздним триасом связана континентальная сероцветная песчано-глинистая формация (T_3). Наиболее полно она представлена в Балтийской синеклизе, в Днепровско-Донецком прогибе и Прикаспийской синеклизе. Формация сложена песками и глинами, местами углистыми. Отложения формации накапливались в гумидном климате, в условиях пресноводных бассейнов.

Активизация тектонических движений в альпийской области повлекла за собой погружение части платформы. Начиная с ранней юры, на платформе происходит накопление как морских, так и континентальных формаций.

Континентальная сероцветная угленосная песчано-глинистая формация лейаса – доггера (J_{1-2}) известна в Мезенской и Украинской синеклизах, в южной части Польско-Литовской синеклизы, на юго-западе Брестской впадины, на севере Львов-

ского прогиба, на востоке Прикаспийской синеклизы. Это аллювиальные, пролювиальные и озерные отложения, осадки временно затопляемых побережий.

Морская песчано-глинистая формация этого времени распространена в западной части Прикаспийской впадины в Ульяновско-Саратовском прогибе и Украинской синеклизе. Она представлена сероцветной песчано-глинистой толщей с включениями сидерита и редкими прослоями известняков с морской фауной.

В поздней юре происходит расширение трансгрессии. Море распространялось на платформу с севера из арктического бассейна, со стороны западноевропейских бассейнов через Польшу и Припятский прогиб и с юга (с Кавказа). В это время формируется морская терригенно-карбонатная формация (J_3), которая включает субформацию горючих сланцев. На юго-западе платформы, во Львовском прогибе и в Украинской синеклизе распространены окремненные, оолитовые, коралловорифовые известняки. На остальной площади платформы формация представлена толщей серых и темно-серых карбонатных глин с прослоями глауконитовых песков и фосфоритов, реже мергелей и известняков с богатой и разнообразной морской фауной. Для этого типа разреза характерно большое количество перерывов. Отложения формации накапливались в зоне гумидного климата в условиях неглубокого эпиконтинентального моря, а на востоке платформы в условиях моря – пролива. В восточных областях платформы в глинах встречаются прослои горючих сланцев.

В позднем кимеридже происходит поднятие южной части платформы, что связано с предтитонской складчатостью, охватившей Крымско-Кавказскую область. Море регрессирует, и морской режим сменяется лагунно-континентальным, что приводит к образованию соответствующих формаций в кимериджском – волжском ярусе (J_3^{km-v}), которые представлены мелкозернистыми песчаниками, алевритами с кристаллами гипса и известковыми стяжениями.

В раннем мелу возобновляется морское осадконакопление. Морская песчано-глинистая формация берриаса – апта (K^{b-a}) распространена в пределах Московской синеклизы, в северо-западной и центральных частях Воронежской антеклизы, в Прикаспийской синеклизе и в пределах Скифской плиты. На большей части территории формация представлена серыми, алевролитовыми, песчанистыми, слюдистыми глинами, переслаивающимися с косослоистыми кварцевыми песками, в которых наблюдаются прослои глауконито-кварцевых песков с желваками фосфоритов. Накопление формации происходило в условиях неглубокого морского бассейна.

В позднем альбе началась крупнейшая в мезозое трансгрессия, и с этого времени осадконакопление происходит

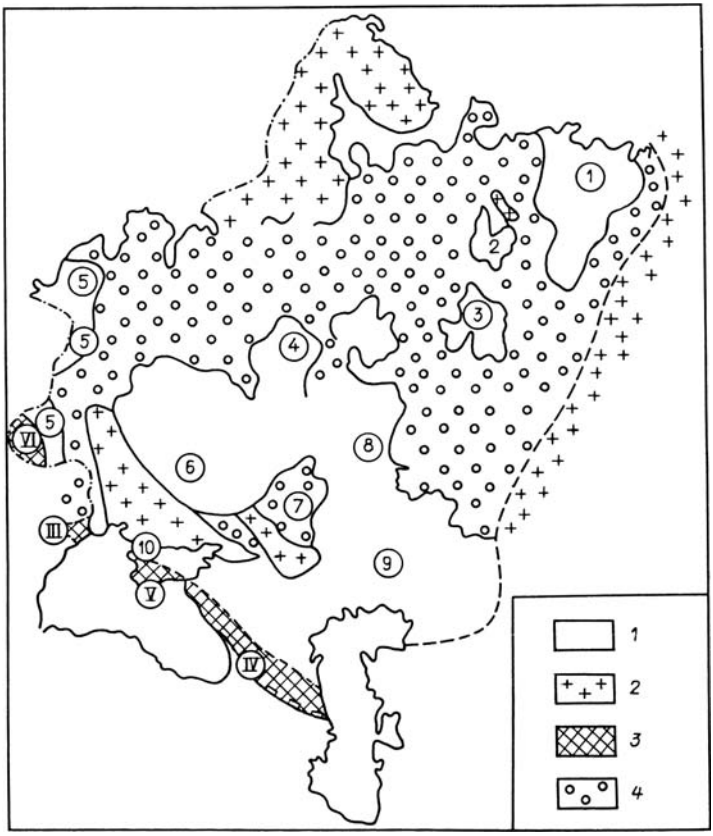


Рис. 8. Схема распространения мезо-кайнозойских отложений. По *Т.Ю. Кривской, М.С. Месежникову, Е.Д. Мараховской*, 1985:

1 — область распространения трансгрессивных формаций; *2* — выходы дорифейского фундамента; *3* — окаймляющие геосинклинали; *4* — области распространения палеозойских отложений. Структуры (цифры в кружках):

1 — Печорская синеклиза, 2 — Мезенская синеклиза, 3 — Вятско-Камская впадина, 4 — Московская синеклиза, 5 — Балтийская синеклиза, 6 — Украинская синеклиза, 7 — Воронежская антеклиза, 8 — Ульяновско-Саратовский прогиб, 9 — Прикаспийская синеклиза, 10 — Причерноморская впадина. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2

только в южной части платформы. Морская песчаная глауконитово-кварцевая фосфоритоносная формация альб-сеномана (K_1^{al}–K_2^{c}) покрывает всю южную половину платформы, за исключением Украинского щита (рис. 8).

В позднем мелу трансгрессия продолжает расширяться, о чем свидетельствует широкое распространение морской мергельно-меловой формации. В осадочном чехле платформы подобная формация образовалась однажды. Помимо мергелей и писчего мела в ее составе отмечаются известняки, кремнистые породы.

Большая мощность мергельно-меловой толщи и отсутствие

в ней перерывов, пелагический характер органических остатков указывают на устойчивость морского бассейна, его значительную глубину и стабильность условий осадконакопления. Унаследованно развиваются Украинская и Прикаспийская синеклизы, Ульяновско-Саратовский прогиб, структуры Скифской плиты. В это время обособляются Львовская мульда, сформировавшаяся на месте Львовского прогиба, и Причерноморская впадина.

После незначительного перерыва (маастрихт – дат) на платформе началась новая трансгрессия. Она захватила меньшую площадь, чем позднемеловая.

Морская кремнисто-карбонатная формация палеоцена (P_1) — распространена на юге Прикаспийской синеклизы и в Причерноморской впадине. Она представлена глауконитовыми песками и опоками, в Причерноморской впадине — известняками. Морская карбонатная песчано-глинистая формация эоцена (P_2^{1-2}) распространена в пределах тех же структур, но значительно шире. Одновременно с морскими формациями в пределах Украинского щита происходит образование континентальных угленосных отложений (P_2^{1-2}). В конце палеогена завершается развитие Ульяновско-Саратовского прогиба. В олигоцене – раннем миоцене замыкается Кавказская геосинклиналь. Формируются передовые прогибы, в которых накапливались мощные толщи битуминозных глин майкопской формации. В конце раннего миоцена прекратилось развитие Украинской синеклизы.

Итак, мы можем отметить, что в развитии Русской платформы намечаются определенные этапы сменяющих друг друга тектонических режимов.

Первично-коровый режим (катархейский, древнее 4000—3500 млн лет) соответствует времени формирования первичной континентальной литосферы. Судя по реликтам, выявленным на Кольском полуострове и в Карелии, кора была сложена породами диорит-тоналитового и анортозитового состава, распространенными в обособленных блоках, осложненных разломами, с которыми связаны излияния базальтовой магмы.

Прогеосинклинальный (архейский) режим характеризуется однородностью геологических условий и тектонической обстановки; эти условия выдерживаются на всей огромной территории платформы. Крупные овальные структуры (тектоноцентры) окаймляются сложноскладчатыми структурами. Глубочайшая перекристаллизация архейских пород свидетельствует об интенсивных процессах магматизма и метаморфизма, завершивших развитие коры в архее.

Протогеосинклинальный режим был свойственен раннему протерозою (3000—2300 млн лет назад). Промежуток времени от 3000 до 2600 млн лет был периодом, когда протогеосинклинальный режим проявился особенно ярко. На архейской коре заложились разломы, раздробившие фундамент и предопре-

деливше заложение линейных прогибов (протогеосинклиналей), выполненных осадочно-вулканогенными толщами. Совокупность протогеосинклиналей образует геосинклинальные пояса, в ядрах которых остались устойчивые массивы (кратоны) архейского фундамента. Промежуток 2600–2300 млн лет, завершивший протерозой, сочетал в себе режимы как геосинклинальный, так и орогенный. Геосинклинальный режим сохранился в протогеосинклинальных поясах. Режим осадконакопления в поясах близок к миогеосинклинальному. Источником терригенного материала являлись архейские кратоны.

Протоорогенный режим (2300—1650 млн лет назад) обусловил расширение площади кратонов за счет завершения развития (замыкания) протогеосинклиналей. Протоорогенный режим был распространен на значительной территории Русской платформы. Геосинклинальный подвижный пояс (свекофенниды) заложился на западе, юго-западе и юге платформы. К концу раннего протерозоя замкнулись свекофенские структуры. Отличительная черта этого времени — широкое развитие на платформе разломно-глыбовых движений, которые сопровождались мощным базальтоидным вулканизмом, интрузивным магматизмом. Вблизи разломов развивались грабен-синклинали и мульды, где накапливались терригенные и континентально-морские толщи.

Переход к формированию чехла не был внезапным и резким. *Авлакогенный* режим (1650—680 млн лет) был переходным периодом от геосинклинального этапа развития к платформенному. Авлакогены выполнены неметаморфизованными осадками.

Плитный режим (680 млн лет назад и до настоящего времени) является типично платформенным. Он характеризуется преобладанием медленных вертикальных движений, формирующих антеклизы и синеклизы.

Полезные ископаемые

С дорифейским фундаментом связан целый ряд месторождений.

Железо. Большинство месторождений железа относится к формации железорудных кварцитов и связанных с ними окисленных руд в зоне выветривания. Наиболее многочисленны эти месторождения на Украинском щите и Воронежской антеклизе (месторождения Кривого Рога и Курской магнитной аномалии).

Хромиты. Хромиты известны в структурах фундамента платформы и связаны с базитами и ультрабазитами. Хромитовые руды (хромшпинелиды и хромсодержащие магнетиты) выявлены на Воронежской антеклизе и в западной части Украинского щита.

Никель, медь. В фундаменте платформы медно-никелевые месторождения связаны с биотит-гипербазитовым магматизмом. Это месторождения Кольского полуострова на Балтийском

щите (районы Печенги, Имандра, Куолоярви, Ветреного Пояса, Воронежской антеклизы).

Серный колчедан. Месторождения пирит-пирротиновых руд связаны со спилит-кератофирами Балтийского щита.

Свинец — цинк. Эта ассоциация металлов связана с участками фундамента, ограниченными авлакогенами. Оруденение известно в восточной части Балтийского щита и связано с кварц-барит-кальцитовыми жилами.

На Воронежской антеклизе свинец и цинк связаны с сульфидоносными кварцевыми жилами.

Олово, вольфрам, молибден, цирконий. Эти металлы широко распространены на щитах платформы (Карелия, Приазовье). Чаще всего эти металлы концентрируются в скарнах.

Мусковит, керамическое сырье связаны с формациями мусковитовых и керамических пегматитов. Слюдоносные пегматиты тяготеют к побережью Белого моря (Северная Карелия). Их обрамляет область керамических пегматитов. На Украинском щите развиты редкометально-полевошпатовые пегматиты (Приазовье).

Флогопит. Месторождения флогопита связаны с ультраосновными щелочными породами и карбонатами палеозоя, секущими дорифейский фундамент. Наиболее известны месторождения Карелии (Ковдор, Вуориярви).

Глиноземистое сырье. Глиноземистые минералы широко распространены в фундаменте платформы (Балтийский, Украинский щиты, Воронежская и Белорусская антеклизы). Очень часто кианит-силлиманитовая минерализация сопровождается графитом.

Графит связан с графитовыми гнейсами и сланцами. Месторождения графита известны на Украинском щите (Приазовье, Подолия).

Из областей рифейского фундамента наиболее изучен Северный Тиман; другие области погребены и фактические данные о них немногочисленны. На Тимане известны рудопроявления железа, титана, ниобия, молибдена, никеля, кобальта, олова, меди, цинка, свинца, связанные с рифеем. Рифей Тиманского региона еще полностью не исследован и ждет своей прогнозной оценки. В пределах Волго-Уральской антеклизы в толщах рифея установлен непромышленный приток нефти.

В платформенном чехле венда — раннего кембрия — раннего эйфеля также известны месторождения черных, цветных металлов, углей, нефти и т.д.

Железо. Широко распространены осадочные руды позднеэйфельско-раннетриасового этапа, которые формировались на всех его стадиях. Это руды Тимана, Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. Им свойственна ассоциация с бокситами (ранний карбон). Для раннего триаса характер-

ны месторождения железных руд в бассейнах Верхней Волги, Камы, Вычегды, в районе Общего Сырта. Мезозойско-кайнозойский этап характеризуется интенсивным накоплением железных руд. Руды связаны с континентальными формациями (Днепровско-Донецкая впадина, Предкарпатский прогиб — шамозиты, сидериты, железистые песчаники). Эти месторождения связаны с породами позднего триаса – ранней юры. Морская формация (поздняя юра – ранний мел) содержит месторождения на юге Московской синеклизы (Тульская, Липецкая области, Приокский и Рязанский железорудные районы). Железные руды этого типа имеют широкое распространение, залегают на небольшой глубине, обладают высоким содержанием железа. С породами позднего мела связаны месторождения Хоперского района (восточный склон Воронежской антеклизы). Оолитовые железные руды палеогена разрабатываются в Керченско-Приазовском районе.

Все известные месторождения и рудопроявления железа размещены либо на периферии платформы, в зонах ее сочленения с краевыми прогибами, либо на склонах щитов и антеклиз. Во втором случае наблюдаются более крупные месторождения. Огромную роль в создании концентраций железа играют высокая температура и влажность — условия, способствующие образованию кор выветривания — основных поставщиков железа.

Марганец. Месторождения марганца в отложениях венда связаны со впадинами внутриконтинентальных водоемов того времени. В регрессивную стадию средне-позднепалеозойского этапа (ассельский век) формировались месторождения в северо-западном Донбассе и на юго-востоке Русской платформы. В регрессивную стадию мезозойско-кайнозойского осадконакопления месторождения марганца формировались в течение позднего палеогена (олигоцена) и неогена. Как месторождения железа, так и марганца тяготеют к склонам Украинского щита, породы которого главным образом служили источником рудного вещества. Имеется и второй тип месторождений марганца, который приурочен к зонам перехода Русской платформы в Предуральский и Предкарпатский прогибы.

Титан. Титановые россыпи пролювиально-дельтового и прибрежно-морского типа распространены в средне-позднепалеозойском этапе на Тимане, по обрамлению Воронежской антеклизы, на южном и северо-западном крыльях Московской синеклизы. Прибрежно-морские россыпи широко распространены и образовались на всех стадиях мезозойско-кайнозойского этапа.

Бокситы приурочены к формациям трансгрессивной и инундационной стадий средне-позднепалеозойского этапа и трансгрессивной стадии мезозойско-кайнозойского этапа. Визейские бокситы известны в районе г. Тихвина, на склонах Воронежской антеклизы, в Припятском прогибе и на Тимане.

Самородная сера. Месторождения серы на платформе тяготеют к зоне сочленения с Предуральским прогибом, с Прикаспийской синеклизой, известны в Донбассе, в Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадинах, в Прикарпатском прогибе. Сера связана с отложениями соленосных формаций кунгурского и уфимского веков.

Фосфориты. Формирование фосфоритов происходило в течение плитного этапа развития платформы. Самые древние фосфориты приурочены к позднему венду. Месторождения фосфоритов известны на западном склоне Украинского щита в долине р. Днестр.

Более распространены фосфориты морской сланцево-песчаной формации ордовика, которая развита на северо-западе платформы.

Третья эпоха фосфоритообразования приурочена к поздней юре – позднему мелу. Фосфориты приурочены к глауконитово-кварцевым горизонтам. Это месторождения Московской, Ульяновской областей и Украины.

Уголь. С отложениями боксито-угленосной формации раннего карбона связаны угленосные отложения (Подмосковный бассейн); углистые залежи имеют линзовидный характер распространения, они сформировались в условиях приморских заболоченных равнин. В Волго-Камском районе месторождения этого возраста характеризуются наличием многочисленных угольных пластов. Они формировались в бортовых частях впадин.

Угли паралической формации широко распространены в Припятско-Днепровской, Донецкой впадинах и в Львовском прогибе. Накопление углей происходило в прибрежно-континентальных условиях, в небольших пресноводных, заболоченных водоемах, периодически затопляемых морем.

В течение регрессивной стадии на платформе формировались буроугольные месторождения, связанные с карстовыми впадинами, в основном палеогенового возраста.

Горючие сланцы. Первое накопление горючих сланцев связано с морской раннеордовикской формацией. С юрскими отложениями связаны сланцы волжского яруса, распространенные в восточной части платформы.

Каменная соль связана с мелководно-морскими отложениями.

Для континентальных, терригенных и карбонатно-терригенных формаций характерны медь, свинец, цинк.

Медная минерализация развита в Приднестровье и Южном Приуралье. Медистые отложения Приднестровья связаны с раннедевонскими аллювиальными образованиями, которые залегают среди красноцветных отложений внутриматериковой низменной равнины. Пласты медистых песчаников крайне не выдержаны по площади распространения. В пределах Южного Приуралья медное оруденение установлено в породах позднепермской

карбонатно-терригенной формации. Она также связана с аллювиальными отложениями. С медной минерализацией связана незначительная свинцово-цинковая минерализация.

Приуралье — единственная в мире провинция, где обнаружено повышенное содержание волконскоита — минерала, содержащего хром. Он входит в состав цемента песчаников и конгломератов, образующих линзовидные тела в породах татарской континентальной карбонатно-терригенной формации.

Вопросы для самопроверки

1. Границы Русской платформы.
2. Основные структурные элементы Русской платформы.
3. Этапы формирования фундамента платформы; характерные черты каждого из них.
4. Этапы формирования чехла платформы и их характерные черты.
5. Найдите на геологической карте масштаба 1:2 500 000 все структуры, упомянутые в тексте, и обоснуйте их характеристику.
6. Какие полезные ископаемые связаны с фундаментом и чехлом платформы?

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Положение, границы и основные структурные элементы

Сибирская платформа полностью входит в состав СССР. В отличие от Русской платформы, где господствуют равнинные формы рельефа, на Сибирской преобладают возвышенности и плато. Сибирская платформа в течение долгого времени уступала Русской платформе и по степени изученности. Лучше всего были известны южные районы платформы, что связано с их промышленным освоением (добыча угля, каменных и калийных солей, слюд, графита, золота). Последние 50 лет исследования Сибирской платформы шли очень быстрыми темпами. Так, на Сибирской платформе разработаны ярусные подразделения кембрия, описаны опорные разрезы пограничных отложений венда – кембрия, ордовика, силура и ряда других систем, изучены проявления позднепротерозойской или байкальской складчатости.

Термин Сибирская платформа был введен академиком А.А. Борисяком в 1923 г. для обозначения обширного Восточно-Сибирского геологического региона двухъярусного строения. Нижний ярус фундамента образован раннедокембрийскими кристаллическими породами, а верхний — осадочными и вулканогенно-осадочными толщами позднего докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Положение границ платформы в процессе ее изучения неоднократно менялось.

Рассматриваемый регион занимает центральную и северную часть восточной Сибири и расположен между Енисеем на западе и Леной и Алданом на востоке. На западе эта территория граничит с Западно-Сибирской плитой, на юго-западе и юге

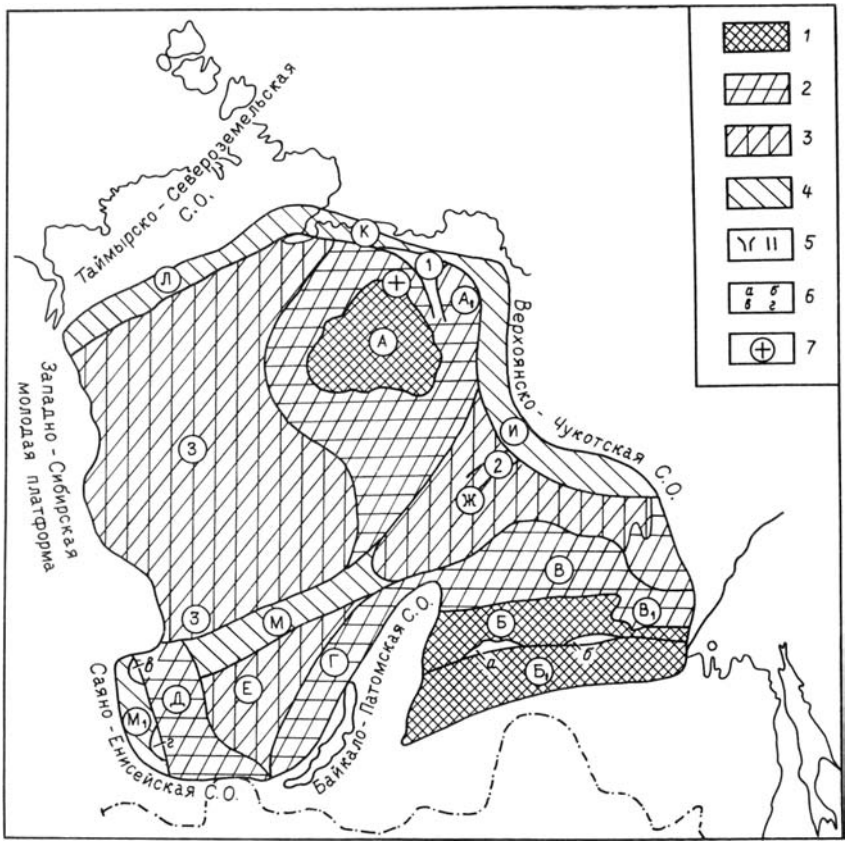


Рис. 9. Схема районирования Сибирской платформы:

1 — щиты и поднятия: А — Анабарский, $А_1$ — Оленекское, Б — Алдано-Становой (Б — собственно Алданский щит $Б_1$ — Становая область); *2 — погружения склонов щитов и древних складчатых областей*: В — Среднеленская моноклиза; $В_1$ — Юдомо-Майская впадина, Г — Прибайкальская моноклиза, Д — Приенисейская моноклиза; *3 — синеклизы*: Е — Ангаро-Тасеевская; Ж — Вилюйская, З — Тунгусская; *4 — прогибы*: И — Приверхоянский, К — Лено-Анабарский, Л — Хатанго-Пясинский (Енисей-Хатангский), М — Ангаро-Вилюйский, $М_1$ — Присаянский; *5 — авлакогены* (цифры в кружках):

1 — Уджинский, 2 — Вилюйский, 3 — Иркинеевский; *6 — впадины*: *а* — Чульманская, *б* — Токинская, *в* — Рыбинская, *г* — Иркутская; *7* — Попигайская астроблема; С.о — складчатая область

окружена горными сооружениями Енисейского кряжа — системой Восточных Саян (Саяно-Енисейская складчатая область) и Байкало-Патомским нагорьем, с востока — Верхоянским хребтом (Верхоянско-Чукотская складчатая область). На севере платформа ограничивается Таймырско-Североземельской складчатой областью (рис. 9).

Сибирская платформа охватывает площадь более 4 млн км^2. В фундаменте платформы выделяются архейские глыбы, каждая из которых представляет собой сочетание разнотипных и разно-

возрастных архейских структур. Между архейскими глыбами располагаются складчатые протогеосинклинальные и протоорогенные пояса. Зоны сочленения разновозрастных блоков, слагающих фундамент, периодически активизировались и во многом определяли распределение фаций и мощностей осадочно-вулканогенного чехла платформы, а также являлись проводниками магм различного состава и сопутствующей им рудной минерализации.

В строении чехла участвуют осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические породы, которые образуют ряд структурных ярусов, к рубежам которых приурочена смена формаций в эпохи структурных перестроек платформы. Каждый структурный ярус в современном эрозионном срезе платформы образует антеклизы, моноклизы, синеклизы, авлакогены, перикратоны. В раннюю (трансгрессивную) стадию формирования структурного яруса накапливались терригенные формации, в среднюю (инундационную) — карбонатные и терригенно-карбонатные, в позднюю (регрессивную) — вулканогенно-осадочные, угленосные, молассоидные и сульфатно-карбонатные, в заключительную (эмерсивную) стадию — формации кор выветривания и вулканогенные. Как правило, Сибирская платформа отделяется от обрамляющих ее разновозрастных складчатых и складчато-надвиговых структур разновозрастными зонами разломов, краевых швов и надвигов.

Восточная и северо-восточная границы платформы определяются молодой позднепалеозойско-мезозойской складчатой системой Верхоянья. Граница платформы проходит по *Приверхоянскому краевому шву*, который образует систему пластин, надвинутых на образования чехла платформы, следуя по долинам Алдана и Лены, в основном по их правобережью. Далее граница почти под прямым углом изгибается и следует вдоль системы надвигов *Сетте-Дабанского антиклинория* Южного Верхоянья. Южнее 57° с.ш. граница платформы направляется к юго-западу, отделяя *Алдано-Становой щит* от Амуро-Охотской мезозойской складчатой области. Краевой шов платформы в рельефе выражен хр. Джугджур. Далее граница приобретает почти широтное простирание и следует вдоль *Северо-Тукургинского разлома*, отделяющего Становую зону *Алдано-Станового щита* от мезозоид Амуро-Охотской области. В районе г. Тынды граница круто поворачивает на юго-запад, следуя к истокам р. Олекмы, а в районе среднего течения р. Витима поворачивает к северу, оконтуривая юго-западную часть Станового поднятия. Далее граница следует к северо-северо-востоку и северу, отделяя западный край *Алданского щита* от Байкальской области, почти достигает Лены вблизи устья р. Патом, затем идет вдоль западного края Байкальского и Приморского хребтов к юго-западному окончанию оз. Байкал. Здесь граница платформы вновь резко изгибается и следует

в северо-западном направлении вдоль края складчато-глыбового сооружения Восточного Саяна. Западная граница платформы плавно огибает сооружение *Енисейского кряжа*. От устья Подкаменной Тунгуски до Енисейской губы граница следует вдоль долины Енисея. Граница платформы совпадает с интенсивным магнитным максимумом либо с полосой аномалий силы тяжести. Эти геофизические аномалии интерпретируются либо как зоны глубинного разлома, либо как продолжения офиолитовых поясов Енисейского кряжа.

На северо-западе платформы ее граница определяется структурами Таймыра, погружающимися под мезо-кайнозойский чехол *Западно-Сибирской плиты*. Северная граница платформы проходит вдоль южной границы складчатой системы Таймыра. Таймыр и Северная Земля в рифее и фанерозое развивались по платформенному типу с образованием авлакогеновых структур. На рубеже триаса и юры Таймыр испытал сводово-глыбовые поднятия, складчатость и магматизм. Следует отметить, что некоторые исследователи рассматривают сооружения Восточного Саяна, Енисейского кряжа и Таймыра в качестве наиболее древних зон *Урало-Монгольского пояса*, примыкающих к платформе. В последнее время распространяется представление о том, что данные горные сооружения следует рассматривать в качестве промежуточных, пограничных (метаплатформенных) областей между Урало-Монгольским поясом и Сибирской платформой. Авторы принимают именно такую трактовку.

Структурное районирование

В строении Сибирской платформы выделяются щиты, поднятия и склоны щитов, синеклизы, авлакогены, наложенные юрско-меловые впадины (см. рис. 9).

Анабарский щит некоторые исследователи рассматривают как часть Анабаро-Оленекской антеклизы, которая окружена с запада Тунгусской синеклизой, с юга — Вилюйской, с севера и запада — соответственно Ленско-Анабарским и Предверхоянским прогибами. В пределах Анабаро-Оленекской антеклизы выделяют два крупных поднятия — собственно Анабарский щит и Оленекское поднятие. В пределах Анабарского щита обнажаются архейские метаморфические комплексы. Склоны Анабарского щита полого понижаются на запад, юг и восток и более круто обрываются на север. Они осложнены поднятиями и впадинами, образованными отложениями нижнего палеозоя. На севере Анабарского поднятия располагается крупнейшая в мире Попигайская астроблема — метеоритный кратер палеогенового возраста.

Оленекское поднятие имеет почти изометричную округлую форму. Оно сложено рифейскими, вендскими и кембрийскими

отложениями, залегающими на раннепротерозойском фундаменте, и разбито серией многочисленных разломов. Выделяется ряд мульд и поднятий более мелкого масштаба.

Алдано-Становой (*Алданский*) *щит* ограничен на западе позднепротерозойскими складчатыми структурами Байкало-Патомского нагорья. На юге граница щита проводится по зонам шовных разломов, отделяющих его от структур рифейского и венд-раннепалеозойского возраста. К северу Алдано-Становой щит полого погружается под отложения Среднеленской моноклизы. Щит сложен раннеархейскими высокометаморфизованными комплексами, а также позднеархейскими комплексами зеленокаменных прогибов. Между выступами архейского фундамента на щите располагается раннепротерозойская асимметричная впадина. В пределах щита выделяется Становой разлом, который отделяет северную часть от южной, где более интенсивно проявились глыбовые мезозойско-кайнозойские движения и магматизм; в результате этих движений образовались Токинская, Чульманская и другие впадины, выполненные юрскими отложениями.

Тунгусская синеклиза — крупнейшая структура платформы, выполненная туфолавовыми образованиями нижнего триаса, мощность которых изменяется от 500 м на юге до 2000 м в центральной и северной частях синеклизы. Синеклиза — огромная отрицательная структура, вовлеченная в современное сводовое поднятие, образующее плато Путорана. Отложения нижнего триаса залегают на различных платформенных структурах, представленных палеозойскими отложениями, участвующими в строении основания синеклизы. Синеклиза ограничивается с запада зоной Енисейских разломов, с которой связаны ряд валов и мульд, протянувшихся от Туруханска до Норильска. На северо-востоке Тунгусская синеклиза ограничена Анабаро-Оленекской антеклизой, на севере Хатангско-Пясинским, а на юге Ангаро-Вилюйским прогибами. В пределах синеклизы на северо-западе, в центре и на юге выделяются крупные впадины.

Вилюйская синеклиза выполнена юрскими и меловыми отложениями, мощность которых достигает нескольких тысяч метров. Синеклиза открывается в сторону Приверхоянского прогиба. Северо-западные, южные и юго-восточные крылья синеклизы пологие и ограничены Анабаро-Оленекской антеклизой, Среднеленской моноклизой, на западе синеклиза сливается с Ангаро-Вилюйским прогибом.

Среднеленская моноклиза расположена к северу от Алдано-Станового щита на постепенно погружающемся архейском фундаменте. Моноклиза слагается отложениями рифея, венда, кембрия, а на западе — ордовика, силура и девона. Далее к северу отложения Среднеленской моноклизы погружаются под юрские отложения южного крыла Вилюйской синеклизы. В юго-

восточной части Среднеленской моноклизы находится Юдомо-Майская впадина. Ее восточная граница определяется разломами и надвигами, отделяющими ее от соседней Верхоянской складчатой системы. Впадина выполнена рифейско-вендскими и кембрийскими отложениями, мощность которых достигает 2000 км.

Прибайкальская моноклиза расположена вдоль западной окраины Байкало-Патомского поднятия, с которыми граничит по серии разломов и надвигов. Моноклиза слагается мощной толщей венда, кембрия и ордовика, которая погружается к северо-западу, западу, ограничиваясь Тунгусской и Ангаро-Тасеевской синеклизами. В южной части моноклизы выделяются широкие плоские впадины, разделенные узкими линейными поднятиями.

Ангаро-Тасеевская синеклиза сложена отложениями венда и палеозоя. С севера, запада и юга синеклиза окружена древними структурами Енисейского кряжа и Восточных Саян, на востоке по зоне разломов она граничит с Прибайкальской моноклизой и Тунгусской синеклизой.

Приенисейская моноклиза по зонам разломов граничит с Тунгусской синеклизой и со структурами Енисейского кряжа. Моноклизу слагают отложения среднего – верхнего кембрия, ордовика, силура и девона.

Приверхоянский прогиб окаймляет Анабаро-Оленекскую антеклизу, Вилюйскую синеклизу и Приленскую моноклизу. На востоке прогиб граничит с Верхоянскими и Сетте-Дабанскими структурами. Структура прогиба имеет асимметричное строение с пологими западными и крутыми восточными крыльями.

Лено-Анабарский прогиб окаймляет с севера Оленекское поднятие и переходит на востоке в Приверхоянский прогиб, а на западе соединяется с Хатангско-Пясинским (Енисей-Хатангским) прогибом. Лено-Анабарский прогиб выполнен мезозойскими, преимущественно морскими отложениями, в нем различают ряд более мелких впадин.

Хатангско-Пясинский (*Енисей-Хатангский*) *прогиб* ограничивает с севера Тунгусскую синеклизу, а с юга Таймырскую складчатую область. Прогиб разделяется на ряд погружений и поднятий.

Ангаро-Вилюйский прогиб пересекает Сибирскую платформу от Рыбинской впадины на юго-западе до Вилюйской синеклизы на северо-востоке, образуя тем самым единую депрессию северо-восточного простирания, выполненную юрскими отложениями. Эта депрессия накладывается на южную часть Тунгусской синеклизы, северную часть Прибайкальской моноклизы и северную часть Ангаро-Тасеевской синеклизы.

Присаянский прогиб располагается вдоль поднятий Восточного Саяна на структурах Приенисейской моноклизы и Ангаро-Тасеевской синеклизы. На Приенисейской моноклизе выделяется

линейная Иркутская впадина северо-западного простирания резко асимметричного строения (северо-восточное крыло пологое, юго-западное — крутое). Впадина выполнена юрскими угленосными отложениями.

В пределах Сибирской платформы выделяется ряд авлакогенов. Наиболее крупные из них: *Уджинский*, *Вилюйский* и *Иркинеевский*. Уджинский авлакоген разделяет Анабарский щит и Оленекское поднятие. Вилюйский авлакоген простирается в северо-восточном направлении в центральной части Вилюйской синеклизы. Иркинеевский авлакоген расположен южнее Енисейского кряжа и ориентирован в субширотном направлении.

История геологического развития

Формирование фундамента

Анабарский щит

Породы фундамента доступны для непосредственного изучения на щитах и поднятиях. В пределах Анабарского щита широко распространены архейские отложения, суммарная видимая мощность которых достигает около 20 км. В составе архея выделяются снизу вверх три серии: 1) кристаллические сланцы с подчиненными им кварцитами и линзами карбонатных пород (серия кристаллических сланцев слагает ядра антиклинальных структур); 2) гнейсы и плагиогнейсы с пачками кристаллических сланцев, залегающие на крыльях антиклинальных структур; 3) высокоглиноземистые, карбонатные и карбонатно-силикатные породы, выполняющие ядра синклинориев. Породы всех серий смяты в крупные складки северо-северо-западного простирания и обрываются дизъюнктивными нарушениями. С археем – ранним протерозоем связаны пластовые тела перидотитов, пироксенитов и чарнокитовых гранитоидов, а также массивы гранитов, граносиенитов, гранодиоритов и аляскитовых гранитов, сливающихся с полями мигматитов и сопровождающихся пегматитами. Согласно K–Ar методу верхний предел образования первой и второй серий определен в 2500—2300 млн лет. Исходные породы могли быть древнее, для основных и ультраосновных пород получены единичные значения 3040—4020 млн лет.

По химическому составу кристаллические сланцы нижней серии архея могут быть сопоставлены со щелочно-известковыми базальтоидами. Наличие прослоев и линз кремнистых и карбонатных пород не оставляет сомнения в том, что серия образовалась в результате подводного базальтового вулканизма.

По всей вероятности, обстановка в раннем архее была близка к протоокеанической. Появление терригенного материала

связано с эрозией геоантиклинальных поднятий. При образовании геоантиклиналей развивались процессы регионального и ультраметаморфизма с образованием мигматитов и гранитоидов. В смежных с геоантиклиналями прогибах накапливались терригенно-карбонатные формации. Все серии контактируют друг с другом согласно. Складкообразование и магматизм приходятся на поздний архей – ранний протерозой.

Алданский щит

Если архейские структуры Анабарского щита достаточно четко выделяются на геологических картах будучи обрамленными горизонтально залегающими отложениями верхнего протерозоя – венда и раннего палеозоя, то структуры Алданского щита расположены в области древних поднятий, которые отдельными авторами назывались «древним теменем Азии», древним поднятием Южной Сибири, Саяно-Байкальским массивом, областью Саяно-Алданских поднятий. Рассмотрим восточную часть Саяно-Алданской области, проанализируем область, примыкающую непосредственно к Алданскому щиту, протерозойские структуры Станового хребта, Патомо-Витимского нагорья. Как уже указывалось выше, пределы Алданского щита и его границы со Становым поясом рассматриваются по-разному. Существует тенденция объединения Алданских и Становых структур в единый Алдано-Становой щит. При этом теряется самостоятельность тех и других структур, которые характеризуются различным возрастом и, следовательно, различной историей развития. Большинство исследователей склоняются к тому, что область распространения кристаллических сланцев архея ограничивается бассейном р. Алдана (Алданский щит), а позднеархейские – раннепротерозойские структуры территориально связаны со Становым хребтом. Не исключено присутствие локальных древнеархейских структур в Становом поясе.

Алданский кристаллический архейский комплекс в центральной части щита расчленяется на ряд серий (снизу вверх: иенгрская, тимптонская, джелтулинская). Однако на востоке и западе щита эти подразделения не выдерживаются, что приводит к объединению свит и даже серий. Трудная сопоставимость разрезов архея в пределах Алданского щита объясняется тем, что в северной зоне распространения архея развиты протомиогеосинклинальные отложения, а в южной — протоэвгеосинклинальные. Между северной и южной зонами располагается промежуточная. Протомиогеосинклинальная (северная) зона характеризуется глиноземистыми кристаллическими сланцами, гиперстеновыми гнейсами и сланцами с редкими пачками кварцитов (иенгрская серия, мощность до 11 км). Выше залегают гиперстеновые и чарнокитовые гнейсы, кварциты практически отсутствуют (тимптонская серия,

4–6430

мощность до 5 км). По первоначальному составу иенгрская серия соответствует спилито-кремнистой формации, а тимптонская — сланцево-глинистой (аспидной формации) с подчиненным участием основных эффузивов. Завершают разрез архея терригенно-карбонатные сильно метаморфизованные формации с горизонтами основных эффузивов (джелтулинская серия, мощность 0,9—1,5 км).

Южная зона представлена отдельными тектоническими блоками, расположенными вдоль Южно-Алданского (Станового) разлома. В комплексе архейских отложений южной зоны широко распространены кристаллические сланцы и гнейсы, преимущественно гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, амфиболовые, пироксен- и биотит-амфиболовые. Им подчинены амфиболиты, высокоглиноземистые и гранатсодержащие кристаллические сланцы, биотитовые гнейсы и кварциты. Здесь присутствуют основные и ультраосновные интрузивные пластовые тела. Все эти породы испытали складчатость и метаморфизм.

Переходная (протомезогеосинклинальная) зона характеризуется распространением толщ, близких по составу к иенгрской серии. Отличия проявляются в широком распространении амфиболитов. В этой зоне широко распространены кольцевые, куполовидные структуры.

История формирования Алданского щита представляется следующим образом. На самой ранней (протоокеанской) стадии происходило накопление продуктов подводного базальтового вулканизма, с которым связаны кремнистые и глиноземистые осадки. Протоокеанская стадия началась 3200—3500 млн лет назад. Позднее базальтовое океаническое ложе подвергалось расчленению геоантиклинальными поднятиями — куполообразными структурами, разделившими протоокеаническое ложе на депрессионные зоны. Это расчленение произошло 2800—3000 млн лет назад. Образование этих куполов происходило в условиях поступления глубинных флюидов, выносивших большое количество тепла, что обусловило гранитизацию магмы. Возникли ядра будущего гранитного слоя. В смежных прогибах формировались океанические — эвгеосинклинальные формации. Затем наступил протоорогенный этап, когда в разрезах архея (раннего протерозоя) появились терригенные маломощные молассовые толщи. Сложная последовательность геологических событий архея и раннего протерозоя на Алданском щите протекала не одновременно, но она отражала необратимый процесс преобразования океанический коры в континентальную.

В рифее и венде выровненная поверхность щита стала затопляться морем, которое к началу кембрия занимало значительную площадь щита. Осадки рифея – раннего кембрия, преимущественно карбонатные (доломиты), принадлежат прибрежному мелководью. Бассейн этого времени был эпиконти-

нентальыым, широко открывающийся на север и ограниченный с юга подножием складчатых сооружений Станового пояса. В среднем кембрии море окончательно регрессировало с поверхности щита, и вплоть до настоящего времени поверхность щита была равнинной сушей. Исключение составляет только южная часть щита, где наблюдались дифференцированные движения глыбового характера; здесь появились прогибы и грабены, в которых отлагались континентальные, часто угленосные отложения мезозоя. Большой интерес представляет магматическая деятельность в пределах щита, проявившаяся с конца триаса до кайнозоя включительно. На площади Алданского щита как эффузивные излияния, так и малые интрузии связаны с зонами крупных разломов: для триаса – ранней средней юры характерны интрузии гранитов, сиенитов, трахитов и ортофиров; для поздней юры – раннего мела — диориты, гранодиориты, интрузии андезито-монацитового состава, излияния андезитов, риолитов; для кайнозоя — интрузии дацитов, излияния оливиновых базальтов и плагиобазальтов на юге щита.

С конца мезозоя и в кайнозое продолжалось общее поднятие щита.

Становая область, или Становой пояс

Многими исследователями было отмечено, что в зоне *Станового хребта* кристаллические сланцы (становой комплекс) резко отличаются от кристаллических сланцев Алданского щита. Самостоятельность станового комплекса кристаллических сланцев отстаивается как со стратиграфических, так и с петрологических позиций. По современным представлениям его возраст ограничивается ранним протерозоем. Становой комплекс (мощность ~10 км) представлен биотитовыми, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, образовавшимися по терригенным породам грауваккового состава, а также по вулканогенным породам основного состава. В толщах гнейсов встречаются пачки кварцитов и мраморов. С кристаллическими породами комплекса связаны пластовые тела габброамфиболитов, габбродиабазов. В этой области становой комплекс похож на типичную для начальных этапов развития геосинклинали формацию основных эффузивов и находящихся с ними в ассоциации интрузий габбро, диабазов и ультрабазитов. Широко распространенные гранитоиды имеют более древний возраст, чем становой комплекс, по-видимому, они относятся к раннему архею. В настоящее время развиваются представления о том, что гранитно-метаморфический слой образовался в пределах Станового пояса только на отдельных участках. Постепенно (в раннем протерозое (~2500 млн лет) гранитные ядра разрастались, стесняя остаточные прогибы; в приразломных зонах интенсивно проявлялся магматизм. На орогенном этапе развития (ранний протерозой)

эти области испытали интенсивные складчатые деформации и подверглись метаморфизму. Таким образом, область Станового хребта сформировалась в раннепротерозойскую, карельскую эпоху. В течение рифея, палеозоя, мезозоя прогибания смежного Алданского щита вызывали поднятия Станового пояса и формирование тел мезозойских гранитоидов. Об активном поднятии пояса свидетельствуют огромные мощности мезозойских моласс, отлагавшиеся в прогибах прилегающей с юга Монголо-Охотской области.

Формирование чехла платформы

Ленско-Енисейская плита

Чехол платформы, как уже отмечалось ранее, отвечает времени формирования Ленско-Енисейской плиты. Это осадки так называемого древнего Якутского моря, которое существовало, в течение рифея, венда, раннего и среднего палеозоя. Береговая линия Якутского моря постепенно смещалась к северу и северо-западу. В раннем карбоне море практически покинуло рассматриваемую территорию.

В составе палеозойского осадочного комплекса преобладают мелководные карбонатные, в меньшей мере терригенные формации, а также сульфатно-галогенные. Весь комплекс осадочных пород является результатом седиментации в постоянно существовавшем морском бассейне, границы которого менялись. На склонах щитов осадочный комплекс имеет меньшую мощность (первые сотни метров), в области синеклиз разрез достигает мощности 4—5 км. В северном направлении — к Таймыро-Североземельскому региону, как правило, увеличивается глубина моря, и оно приобретает открытый характер.

Рифейский этап

Выделение и расчленение рифейских отложений, их корреляция с другими регионами стала возможной в результате изучения строматолитов, онколитов и катаграфий (карбонатные толщи), а также своеобразных микрофоссилий в кремнистых толщах.

Отложения рифея залегают на архее с угловым несогласием и обнажаются в основном вдоль северного склона Алданско-Станового и по периферии Анабарского щита и по обрамлению байкальских горных сооружений. Во внутриплатформенных областях отложения рифея распространены в авлакогенах, заложение которых произошло в раннем рифее (Иркинеевский, Уджинский и др.). Они представлены толщами кварцитовидных песчаников (мощность 1,5—2 км), которые переслаиваются с алевролитами, аспидными сланцами, аргиллитами и мергелями; завершается разрез толщами известняков со строматолитами

и онколитами, образующими мощные органогенные постройки рифогенного характера.

Вендско-среднекембрийский этап

Вендско-среднекембрийский этап охватывает интервал от венда до амгинского времени включительно. После перерыва в осадконакоплении на рубеже рифея – венда, отмеченном на всей территории Сибирской платформы, она затопляется мелководным эпиконтинентальным морем. Здесь преобладают формации трансгрессивной и инундационной стадий. Отложения ископаемого бассейна составляют три структурно-формационные зоны: Лено-Тунгусская, Алдано-Анабаро-Рыбинская, Юдомо-Оленекская (рис. 10).

Лено-Тунгусская структурно-формационная зона приурочена к огромной Лено-Тунгусской палеосинеклизе, в пределах которой обособляются отдельные поднятия и погружения. Наиболее слож-

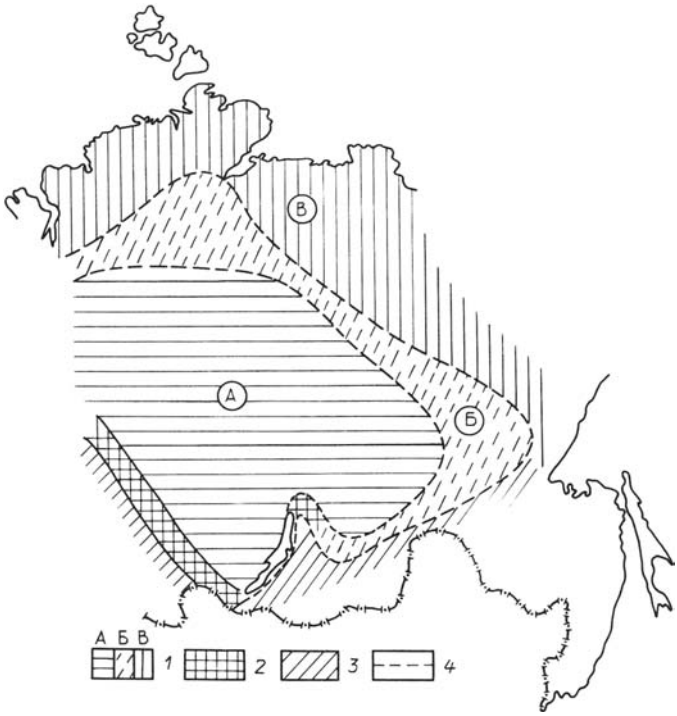


Рис. 10. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Вендско-среднекембрийский этап. По *Н.С. Маличу*, 1987:

1 — структурно-формационные зоны: А — Лено-Тунгусская, Б — Алдано-Анабаро-Рыбинская, В — Юдомо-Оленекская; *2* — области поднятий; *3* — геосинклинальные области; *4* — границы структурно-формационных зон

ным набором формаций характеризуется венд. В нижней части разреза венда преобладают красноцветные конгломерато-песчано-глинистые отложения, которые выше по разрезу переходят в доломиты с характерным комплексом микрофитолитов. В направлении к центральным частям Лено-Тунгусской палеосинеклизы грубообломочные отложения выклиниваются. В раннем и в начале среднего кембрия (амгинский век) формируются карбонатные и карбонатно-глинистые отложения.

Алдано-Анабаро-Рыбинская зона дугообразно изогнута. Осадочный комплекс венда начинается песчано-доломитовой формацией, которая сменяется в раннем кембрии мергельно-доломито-известняковой формацией. В основании формации кембрия прослеживается пласт фосфоритовых органогенных известняков.

Юдомо-Оленекская зона занимает северо-восточную часть современной Анабаро-Оленекской антеклизы и восточную часть Среднеленской моноклизы. Эта зона характеризуется терригенно-карбонатными морскими отложениями. Следует отметить, что для кембрия платформы характерно наличие хемогенных соленосных отложений, которые обрамляют протерозойские поднятия Забайкалья и Енисейского кряжа. К востоку и северу соленосные отложения замещаются отложениями морского бассейна нормальной солености, где описываются губково-археоциато-водорослевые биогермы.

Среднекембрийско-раннеордовикский этап

Этот этап характеризуется формациями регрессивной, частично эмерсивной стадий развития бассейна. В результате восходящих движений море на короткое время покидает платформу. Эта перестройка связана с раннекаледонскими движениями в геосинклинальных поясах, обрамляющих платформу. На северо-западе платформы внутриконтинентальный бассейн соединился с открытым морем. Северо-восточная часть платформы превратилась в обширное Алдано-Анабарское поднятие (кратон), который отделял западные области платформы от перикратонных погружений северо-востока, которые находятся за пределами Сибирской платформы. Часть Алдано-Анабарского кратона периодически затоплялась морем. В центральной части платформы обособлялись два участка (Катангский и Тембенчинский), где преобладали восходящие движения. Внутриконтинентальный бассейн был ограничен с юго-запада, юга и юго-востока сушей, а на севере соединялся с морем нормальной солености. Для этого бассейна характерна смена формаций от красноцветных терригенных молассоидных по обрамлению платформы (Енисейский кряж, Южное Прибайкалье) через пестроцветные, терригенно-карбонатные (бассейн Нижней Тунгуски, среднее течение р. Лены) до пестроцветных доломито-известняковых (верховья р. Оленек). Еще севернее на Таймыре развиты более глубоководные глинисто-карбонатные формации (рис. 11).

Рис. 11. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Среднекембрийско-раннеордовикский этап. По *Н.С. Маличу*, 1987:

Структурно-формационные зоны: А — Алдано-Анабарская, Б — Катангско-Тембенчинская, В — Восточно-Саянская;

1 — области поднятий: *а* — постоянные, *б* — периодически затопляемые; *2* — орогенные области; *3* — пестроцветные терригенно-карбонатные формации; *4* — карбонатные сероцветные формации

В конце этапа, в эмерсивную стадию на территории платформы происходили процессы пенепленизации и образование кор выветривания. Широкое распространение получают кварцево-песчаные формации. Прямых данных о магматической деятельности нет, хотя пирокластическая примесь в отложениях встречается. В среднем и позднем кембрии бассейн постепенно мелел; в это время отлагались пестроцветные толщи конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей. Проявляется линзовидная, косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, в основании толщ наблюдаются отпечатки кристаллов солей. Осадконакопление, по-видимому, происходило в лагунной обстановке, в условиях засушливого климата, при усилении привноса терригенного материала с окружающих поднятий. С севера и северо-востока область накопления пестроцветных отложений ограничивалась цепочкой строматолитовых органогенных построек, которые к концу периода распались на отдельные острова. Мощность кембрия достигает в отдельных погружениях 2,5—3 км.

Ордовикские отложения по площади распространения несколько уступают кембрийским. Они широко распространены в западной части Ленско-Енисейской плиты. В отличие от кембрия они отсутствуют в обрамлении Анабарского и Алданско-Станового щитов. Ордовикские отложения представлены нормально-морскими отложениями (органогенные, оолитовые известняки, доломиты и мергели, аргиллиты, алевролиты, песчаники с конкрециями фосфоритов, реже сульфаты). Отложения содержат многочисленный и разнообразный бентос (кишечнополостные, брахиоподы, мшанки и т.д.), многочисленны головоногие, устанавливаются горизонты с граптолитами. В целом ордовикская фауна довольно своеобразна, поэтому ордовикские отложения Сибирской платформы с трудом коррелируются с отложениями Русской платформы. Здесь выделены региональные ярусы. Тектонический план платформы в ордовике был близок к кембрийскому. Однако погружение в ордовике было менее значительным, чем в кембрии, и происходило оно в основном в западной части платформы. Мощность ордовикских отложений 0,3—1,5 км.

Среднеордовикско-раннедевонский этап

Этот этап начался огромной трансгрессией, приведшей к образованию эпиконтинентального бассейна, занявшего центральные и северо-западные области платформы (Лено-Тунгусская палеосинеклиза). На востоке и северо-востоке этот бассейн ограничивается Анабаро-Алданским поднятием, а на юге — поднятием Байкало-Саянской области. Площадь Лено-Тунгусского бассейна постепенно в течение этапа сокращается и в начале раннего девона бассейн исчезает. В среднем и позднем ордовике широко распространились терригенные и терригенно-карбонатные формации, реже — сульфатно-карбонатные. В силуре и начале раннего девона получили развитие карбонатные, сульфатно-карбонатные и терригенные формации.

Силурийские отложения распространены только в западной половине платформы; область их развития не совпадает с областями распространения ордовика, занимая значительно меньшие площади. Силурийские отложения выстилают Тунгусскую синеклизу, выходя на поверхность по ее бортам. Как и ордовикские, силурийские отложения представлены карбонатными, терригенными, а также сульфатными осадками. Если ордовикская фауна эндемична, то силурийская представлена полирегиональными формами, что позволило проводить широкие корреляции. Верхи силура образованы немыми сульфатными лагунными отложениями, условно относимыми к пржидолу. Мощность силура 800—1000 м. Обмеление силурийского бассейна связывают с продолжающимися восходящими движениями Байкало-Витимского складчатого пояса и Алдано-Станового щита (рис. 12).

В Тунгусской синеклизе немые гипсоносные отложения пржидола перекрываются пестроцветными отложениями с остатками ран-

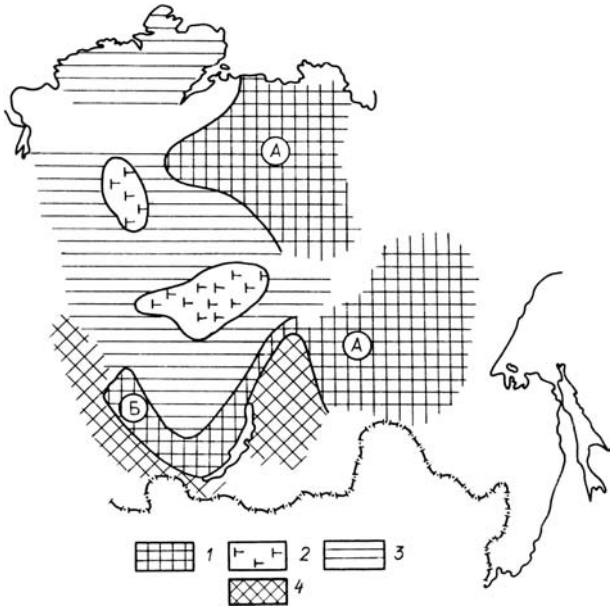


Рис. 12. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Среднеордовикский – раннедевонский этап. По *Н.С. Маличу*, 1987: *1* — области поднятия и разрушений: А — Анабаро-Алданская, Б — Байкало-Саянская; *2* — периодически затопляемые поднятия; *3* — Лено-Тунгусское погружение (палеосинеклиза); *4* — орогенные области, унаследованные от предыдущего этапа

недевонских рыб. В Вилюйской синеклизе в начале девона также существовала гипсо- и соленосная лагуна.

Средне-позднедевонский этап

Начало этого этапа характеризуется перестройкой тектонического плана платформы в целом и прилегающих к ней территорий. Так, восходящие движения на Енисейском кряже обусловили накопление обломочных красноцветов. Глыбовые воздымающиеся движения в районе Байкало-Патомского нагорья сопровождались компенсированными опусканиями, в результате которых на востоке платформы в среднем течении р. Лены образовалась огромная впадина типа предгорного прогиба (Киренгско-Пеледуйская впадина). На месте рифейского авлакогена развивается новый (Вилюйский) авлакоген. На севере и северо-западе платформы существует Тунгусское погружение, связанное с Таймырской областью. Этот этап характеризуют формации регрессивной стадии (сульфатно-карбонатные и терригенные, красноцветные), образующие терригенно-карбонатный, красноцветный, сульфатоносный и соленосный комплексы. На востоке платформы широко развиты формации эмерсивной

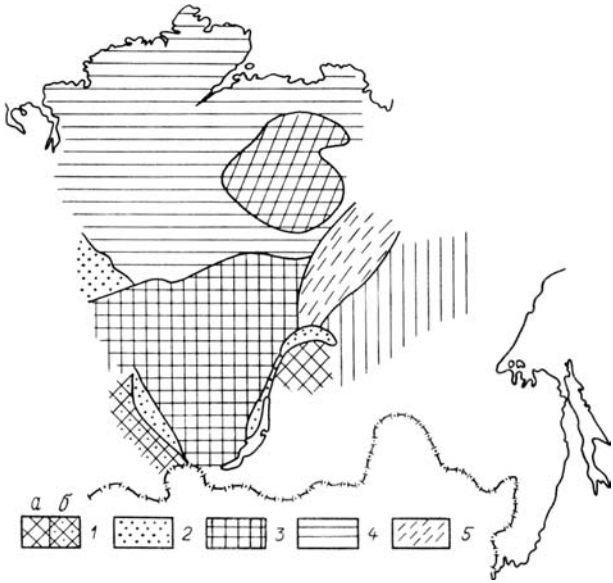


Рис. 13. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Среднепозднедевонский этап. *По Н.С. Маличу*, 1987:

1 — активизационные области: *а* — сводово-плутонические, *б* — вулканических поясов; *2* — приорогенные области; *3* — области поднятий и денудаций; *4* — области погружения; *5* — авлакогены

стадии: магматические образования и коры выветривания. Восточные области, таким образом, являются областями сноса для Тунгусского погружения (рис. 13).

До конца девона Тунгусская синеклиза представляла собой солоноватую лагуну, в которой отлагались осадки, образовавшие пестроцветные толщи песчаников, алевролитов, аргиллитов, доломитов, реже известняков, содержащих остатки панцирных рыб, остракод, двустворок и брюхоногих моллюсков, а также псилофитов и папоротникообразных. В отдельные века (начало эйфеля, живет) лагуна превращалась в морской залив нормальной солености. Вилюйская синеклиза являлась прибрежной равниной, на которую распространялся периодически залив Верхоянского геосинклинального бассейна. Между Тунгусской и Вилюйской синеклизами располагался Мархинско-Ботуобинский «мост» (седловина), соединявший Анабарскую сушу с Алдано-Становой.

Позднепалеозойский – раннемезозойский этап

Этот цикл охватывает время от раннего карбона до триаса включительно. Его характеризует чрезвычайная мобильность, подвижность платформы вдоль северо-западных и северо-восточных ее окраин и Таймыра. В это время заложились глубокие прогибы и Верхоянская геосинклиналь, тем самым

определились восточные границы платформы. Центральная и южная части платформы относились к области относительно тектонически спокойной. В течение этого цикла сформировались мощные угленосные формации Тунгусской синеклизы, проявился уникальный по масштабам базальтовый магматизм. Главная черта цикла — высокое стояние платформы (выше уровня Мирового океана), даже в областях накопления осадков. Это привело к образованию формаций регрессивных и эмерсивных стадий. Постепенно увеличиваются области осадконакопления за счет вовлечения в сферу опусканий древних поднятий.

Раннекаменноугольный этап

Этап охватывает позднетурнейский век, который характеризуют формации трансгрессивной и инундационной стадий, накапливающихся в основном на севере платформы. Здесь развивались терригенно-карбонатные, серо- и пестроцветные комплексы, которые залегают после перерыва, охватившего раннее турне. Начало этапа связано с позднетурнейской трансгрессией, вторгшейся в северо-западные, северные и северо-восточные районы. С конца раннекаменноугольной эпохи Тунгусская синеклиза была областью накопления лагунно-континентальных осадков (так называемая тунгусская серия), заполнивших крупнейший в мире Тунгусский угленосный бассейн.

Визе-пермский этап

Данному этапу предшествовала крупная перестройка структурного плана платформы. Движения на севере, северо-западе и северо-востоке привели к возникновению ряда крупных погружений. Заложились крупные внутриплатформенные прогибы в центре платформы. Многие исследователи связывают эти движения с герцинским орогенезом, проявившимся в окружающих складчатых областях. Герцинские орогены явились источником обломочного материала, который сносился в пределы Сибирской платформы и образовал тунгусскую терригенно-угленосную формацию (рис. 14). Морские формации распространялись только в обрамляющих областях Таймыра и Приверхоянья. Остальная часть территории входила в стабильную область суши, которую в палеогеографии называют Ангаридой. В поздней перми на месте Вилюйской синеклизы начинаются восходящие движения, тем самым прерывается связь Тунгусской части платформы с Приверхоянской. На северо-западе Тунгусской синеклизы в конце перми проявляется вулканизм, продукты которого — покровы диабазов, щелочные базальты, туфы и туффиты, в остальной части синеклизы весьма широко развиты терригенные, угленосные формации, ограниченно — терригенно-карбонатные формации трансгрессивно-инундационной стадии. По периферии

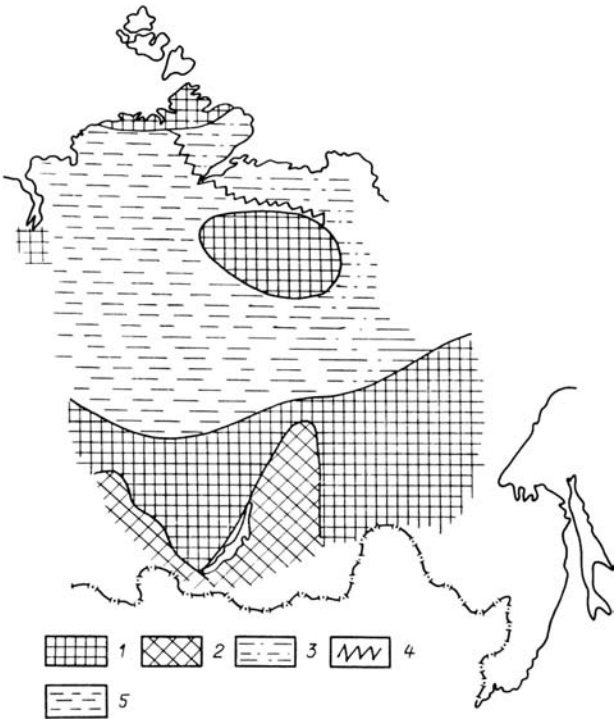


Рис. 14. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Визе-пермский этап. По *Н.С. Маличу*, 1987:

1 — поднятия; *2* — орогенные области; *3* — перикратонные отложения (Приверхоянский прогиб); *4* — граница прогиба; *5* — терригенно-угленосные отложения

Вилюйской синеклизы также устанавливаются терригенные и терригенно-карбонатные отложения среднего – верхнего карбона и ранней перми.

Триасовый этап

Триасовый этап (некоторые исследователи включают в состав этапа и раннюю юру) характеризуется общим поднятием платформы, на фоне которого происходит ее дробление, сопровождающееся излиянием огромных масс базальтов (рис. 15). Здесь господствуют в основном формации эмерсивной стадии. Завершается формирование Тунгусской синеклизы. На востоке в связи с развитием Верхоянской геосинклинали продолжало развиваться Приверхоянское перикратонное опускание. Южная и восточная части Сибирской платформы по-прежнему представляли громадное поднятие (кратон) с широким развитием кор выветривания. В конце этапа, когда в Тунгусской области

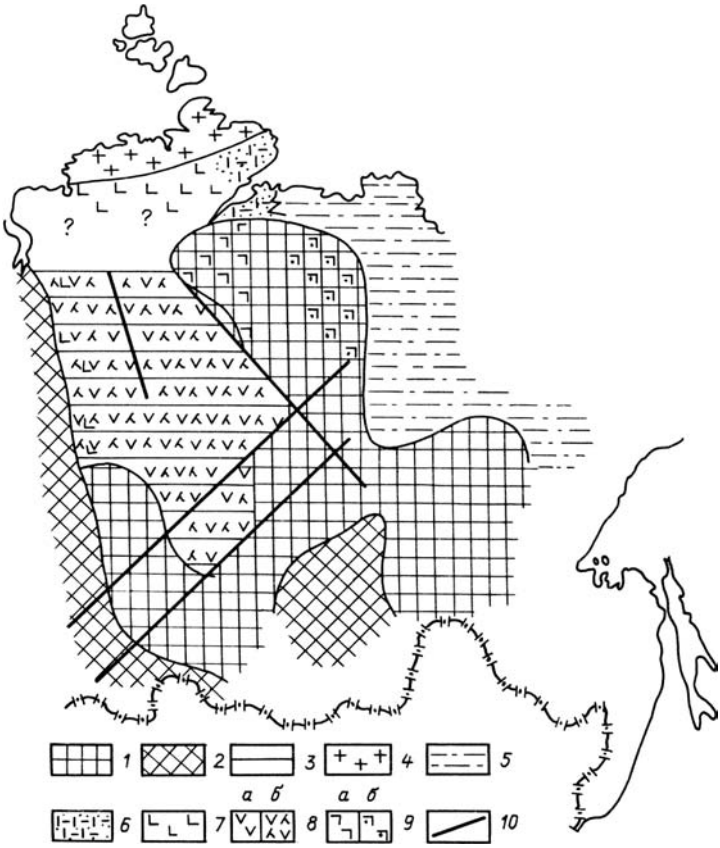


Рис. 15. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Триасовый этап. По *Н.С. Маличу*, 1987:

1 — области долговременных поднятий, унаследованные от предыдущих этапов; *2* — орогенные области; *3* — области погружения; *4* — активизационная сводово-плутоническая область; *5* — осадочно-глинисто-песчаные формации; *6* — туффито-песчаные формации; *7* — формации ультраосновного и основного состава; *8* — лавы (*а*) и туфы (*б*) основного и ультраосновного состава; *9* — карбонатиты (*а*) и кимберлиты (*б*); *10* — разломы

завершились вулканические излияния, образование кор выветривания началось и здесь. В это время на территории, окаймляющей платформу, существенно проявился рифтогенез (заложение Таймырского и Предтаймырского авлакогенов). В конце этапа северная часть Таймырского полуострова была охвачена складчато-надвиговыми процессами.

Самой характерной особенностью Сибирской платформы в конце палеозоя и в триасе является образование т р а п п о в о й ф о р м а ц и и. Основной площадью проявления траппового магматизма была территория Тунгусской синеклизы. Породы трап-

повой формации (лавы, туфы, интрузивные породы) распространены на площади $1,5\times10^6$ км и их объем составляет 2459×10^{12} т. Трапповая магма поступила из верхней мантии и разместилась на поверхности и в толще платформенного чехла и составила до 15% всего его объема.

Среднемезозойско-раннекайнозойский этап

Этот этап охватывает юрский, меловой и палеогеновый периоды. Он начался оживлением тектонических движений, которое сменилось постепенным затуханием. В течение этапа платформа была вовлечена в общее воздымание, компенсирующееся погружениями в смежных областях. Так, вдоль р. Енисей по системе региональных разломов наблюдается опускание земной коры, приведшее к образованию Западно-Сибирской молодой платформы. На севере и вдоль восточных окраин платформы формируются глубокие прогибы. Выделяются два этапа: юрско-раннемеловой и позднемеловой – палеогеновый. К позднемеловому – палеогеновому этапу приурочено образование карбонатитов и кимберлитовых трубок вдоль восточной окраины Анабарского щита (р. Курейка). Особенность этапа — процессы активизации, широко охватившие южные окраины платформы. На юго-востоке платформы формируется серия рифтогенных структур. Мезозойские отложения представлены всеми стратиграфическими подразделениями, между которыми имеются локальные перерывы. Мезозойская седиментация происходила непрерывно, хотя контуры бассейна осадконакопления постоянно менялись. Мощность отложений мезозоя 4—5 км и более. Эти мощности свидетельствуют о крупных нисходящих движениях, которые компенсировались накоплением терригенного материала, поступавшего с приподнятых районов платформы и с поднимающегося на востоке Верхоянского антиклинория, вдоль которого развивался прогиб, выполненный грубой молассой. Морские фации встречены во всех подразделениях мезозоя от нижнего триаса до низов нижнего мела. Однако они развиты только на севере плиты, южнее присутствуют лагунные, дельтовые, прибрежно-континентальные и аллювиальные отложения. Угленосность связана с юрской и меловой частью разреза.

Морские ископаемые мезозоя представлены бореальными моллюсками, что свидетельствует о связи описываемых бассейнов с мезозойским Арктическим океаном. До средней юры отмечалась связь с геосинклинальными бассейнами северо-востока, но с поднятием Верхоянского антиклинория эта связь постепенно прекратилась, и Вилюйский залив превратился в пересыхающий бассейн, замыкающийся на западе и юге. Он сохранил связь с Арктическим океаном. Максимальную трансгрессию бассейн испытал в позднем лейасе, когда воды Вилюйского залива проникли даже в Тунгусскую синеклизу. В позднем мелу и в кайнозое в Вилюйской синеклизе господствовал

континентальный режим. В палеогеновое время интенсивность прогибания сильно уменьшилась. Всюду отлагались аллювиальные или озерно-болотные осадки.

Юрско-раннемеловой этап

Юрско-раннемеловой этап отражает перестройку структурного плана и фиксируется развитием терригенных формаций трансгрессивной стадии. Центральная часть платформы представляет собой воздымающуюся область, вокруг которой развиваются опускания в связи с развитием Верхоянской геосинклинали и Западно-Сибирской молодой платформы (рис. 16). На юге платформы формируются сводово-плутонические области активизации, с которыми связаны угленосные формации. Угленосные терригенные формации приурочены к *Ангаро-Вилюйскому, Приверхоянскому, Хатанго-Пясинскому, Лено-Анабарскому прогибам* и к *Вилюйской синеклизе*.

На юго-западной окраине платформы перед испытавшим

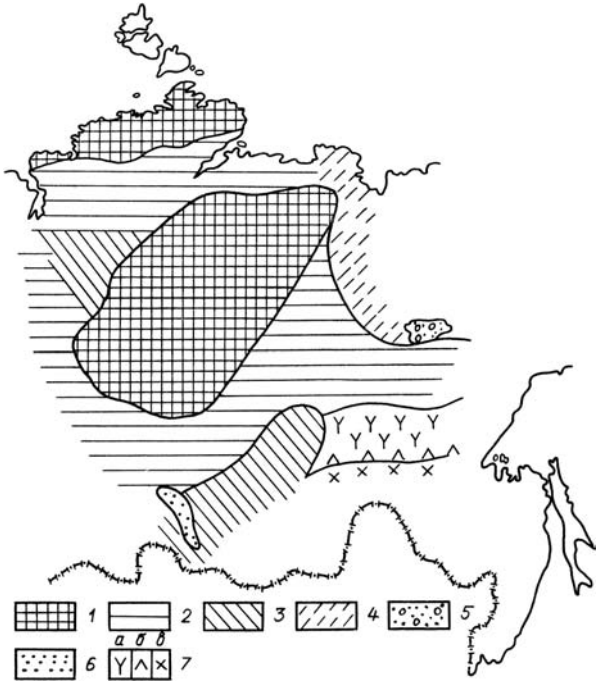


Рис. 16. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Среднемезозойско-раннекайнозойский этап. По *Н.С. Маличу*, 1987:

1 — поднятия (филократоны); *2* — погружения (хатакратоны); *3* — активизационные области сводовых поднятий; *4* — перикратонная Предверхоянская область; *5* — приорогенная область; *6* — присводовые прогибы; *7* — сводовые области; *а* — со щелочным вулканизмом, *б* — андезитовым, *в* — гранодиоритовым

поднятия Восточным Саяном сформировался юрский предгорный прогиб, который современной эрозией расчленен на три впадины — Иркутскую, Канскую и Рыбинскую. Впадины выполнены несогласно налегающими на различные горизонты палеозоя континентальными угленосными толщами нижней, средней, а местами и верхней юры. Мощность юрских отложений в Канской впадине 1 км, в Иркутской — 600 м. На Алдано-Становом щите вдоль северной окраины Становой зоны расположен ряд небольших, но глубоких впадин — Чульманская, Токинская, выполненных юрскими и меловыми континентальными отложениями. Эти впадины первоначально входили в состав единой Предстановой зоны развития мезозоя. Помимо континентальных угленосных отложений, встречаются прослои дацитовых туфов. Мощность угленосных юрских отложений в отдельных впадинах достигает 3,5—4 км.

Позднемеловой – палеогеновый этап

В течение этого этапа продолжает развиваться Центрально-Сибирское поднятие, заканчивается развитие *Вилюйской синеклизы*, *Ангаро-Ленской области*, активно развивается область в долине Хатанги, связанная с формированием *Западно-Сибирской плиты*. На юго-востоке платформы, на сводово-плутонических поднятиях закладываются Байкальская и Бурятская области. На этом этапе развиваются круговые структуры (астроблемы), происхождение которых связывают с падением космических тел.

Полезные ископаемые

Рудные месторождения. Железные руды Сибирской платформы различны по условиям образования и возрасту.

Протерозойские и архейские джеспилитовые руды характерны для ряда месторождений Алданского района. Большое развитие протерозоя на южной окраине Сибирской платформы дает основание для дальнейших поисков месторождений джеспилитовых руд. Целый ряд месторождений находится в Алданском районе. Это район, где сосредоточены крупные запасы богатых и легко обогатимых магнетитовых руд.

С интрузивными разностями траппов связаны сульфидные руды, содержащие *медь*, *никель*, *кобальт* и другие металлы. Наиболее типично они представлены в районе Норильских месторождений и в Приенисейской полосе развития траппов. В областях развития траппов распространены аллювиальные россыпи ильменита, который является источником *титана*.

На Сибирской платформе встречаются месторождения *меди*, связанные с кварцитами раннего протерозоя (Удоканское место-

рождение). Значительные, но рассеянные запасы меди связаны с континентальными песчаниками верхнего кембрия и раннего ордовика (долина р. Лены).

Месторождения драгоценных металлов (золото) связаны с интрузиями различного возраста. К числу наиболее крупных золотоносных районов относятся Алданский, Томмотский, Бодайбинский, Североенисейский. Платина находится в сульфидных рудах, связанных с интрузиями сибирских траппов.

Каменные и бурые угли концентрируются в карбоне, перми, нижней и средней юре, верхней юре – нижнем мелу и неогене.

Угли карбона и перми наиболее распространены в пределах Тунгусской синеклизы. Эксплуатируются эти угли пока незначительно. Юрские угли развиты в Иркутском и Канско-Ачинском бассейнах. В Иркутском бассейне встречаются сапропелевые угли (богхеды) с большим содержанием летучих веществ. В Канско-Ачинском бассейне юра представлена мощной угленосной толщей (40—200 м), на западе, в Чулымо-Енисейском бассейне, мощность юры увеличивается до 600—1400 м. Угли восточной части платформы принадлежат верхней юре – раннему мелу. Самый крупный — Ленский угленосный бассейн, простирающийся от Якутска до низовьев р. Лены в пределах Лено-Анабарского прогиба. Вилюйский бассейн объединяет месторождения западной части Вилюйской синеклизы. Южно-якутский (Чульманский) бассейн содержит значительные запасы коксующихся углей.

Неогеновые угли связаны с Байкальской рифтовой зоной. Здесь во впадинах накапливались аллювиальные, озерные и болотные отложения, достигающие 1000 м мощности, с ними связаны пласты бурых углей и лигнитов. Эти угли встречаются в долине р. Иркут, в дельте р. Селенги, в районе нижнего течения р. Алдана.

Горючие сланцы известны в толще нижнего кембрия северного склона Алданского щита (р. Мая) и в юрском Иркутском бассейне, где они залегают среди сапропелевых углей.

Нефтегазоносные отложения связаны с вендом и нижним кембрием (юго-западные районы платформы), с верхним девоном (район бухты Нордвик). Имеются нефтеносные и, главным образом, газоносные горизонты в пермских, триасовых, юрских континентальных отложениях.

Месторождения газа установлены на большой площади, охватывающей южную часть платформы от г. Иркутска до низовьев р. Вилюя.

Нерудное сырье. Наиболее крупный слюдоносный район — Алданский.

Алмазы в пределах платформы обнаружены в россыпях, а затем установлены районы их концентрации. Источниками алмазов являются трубки взрыва, возникшие во время извержений пермо-триасового возраста. Выделяются Вилюйский, Оленекский, Мунский и Алданский алмазоносные районы.

5–6430

В бассейнах рек Вилюя и Нижней Тунгуски известны также месторождения *исландского шпата*, связанные с траппами. Траппы в процессе внедрения метаморфизуют пласты угля, превращая их в графит (бассейны рек Курейки, Нижней Тунгуски). В зонах гранитных интрузий, внедряющихся в архейские плагиоклазовые гнейсы, образуются месторождения корунда и кианита; по-видимому, в процессе метаморфизма бокситовые залежи превращаются в корунды. С пегматитами архея и протерозоя связаны месторождения *топаза*, *турмалина*, *лазурита*, *шпинели*, *горного хрусталя*, *нефрита* и *агальматолита*.

Сибирь богата *каменными солями*, которые связаны с нижним кембрием и девоном, *фосфоритами* (венд – ордовик).

Вопросы для самопроверки

1. Границы и основные структурные элементы Сибирской платформы.
2. Формирование фундамента Сибирской платформы.
3. Геологическое строение Анабарского, Алданского щитов и Станового пояса.
4. Формирование чехла Сибирской платформы.
5. Найдите на геологической карте, какие структуры образовывали Лено-Тунгусскую, Алдано-Анабаро-Рыбинскую и Юдомо-Оленекскую структурно-формационные зоны венда – среднего кембрия (см. рис. 9 и 10).
6. То же самое проделайте для среднекембрийско-раннеордовикского этапа (рис. 11).
7. Покажите, какие структуры входили в течение среднеордовикско-раннедевонского этапа в состав Анабаро-Алданского, Байкало-Саянского поднятий, образовывали Лено-Тунгусскую палеосинеклизу (рис. 12).
8. Рассмотрите структурный план платформы в девоне, карбоне, перми и триасе (рис. 13, 14, 15).

Глава III

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

УРАЛЬСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (УРАЛ, ПАЙ-ХОЙ, ОСТРОВА ВАЙГАЧ, НОВАЯ ЗЕМЛЯ)

Положение, границы и основные структурные элементы

Уральско-Новоземельская складчатая область расположена на западном фланге Урало-Монгольской складчатой системы (рис. 17) и непосредственно граничит с востока с Русской платформой. Тектонические мегазоны западного склона Урала прослеживаются на всем протяжении складчатой области, зоны восточного склона Урала доступны наблюдению только на юге территории, последовательно погружаясь к северу под мезо-

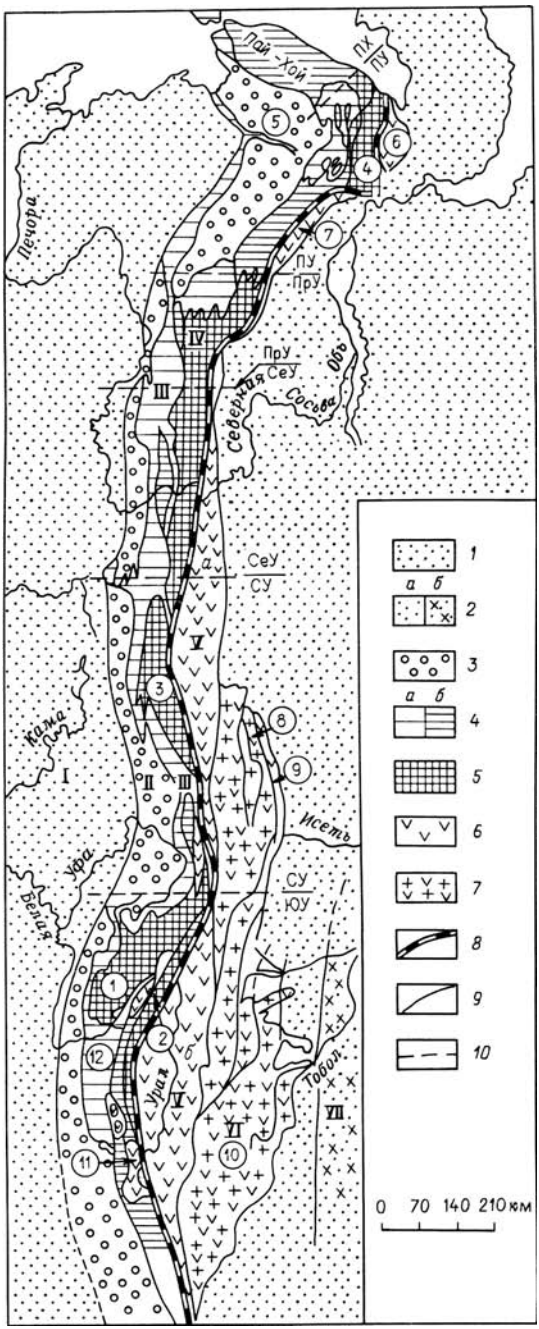
Рис. 17. Структурное районирование Урала:

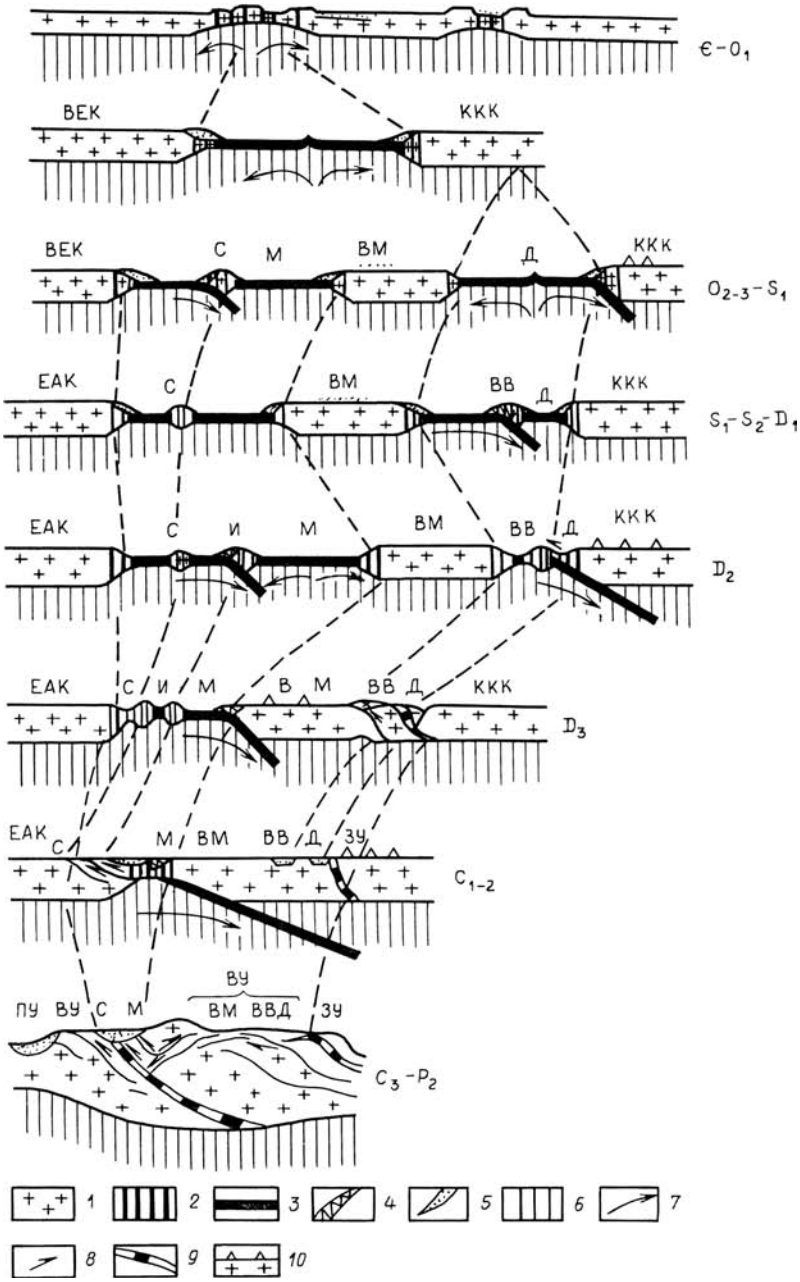
I — Русская платформа; II — Предуральский краевой прогиб; *Мегазоны*: III — Западно-Уральская, IV — Центральноуральская, V — Тагило-Магнитогорская, VI — Восточно-Уральская, VII — Зауральская

1 — отложения чехла Русской платформы; *2а* — чехол Западно-Сибирской плиты, *2б* — палеозойские отложения Западно-Уральской мегазоны под чехлом плиты; *3* — пермская моласса Предуральского краевого прогиба; *4* — *Западно-Уральская палеозойская мегазона*:

а — осадки Бельско-Елецкой зоны, *б* — осадки Зилаиро-Лемвинской зоны; *5* — *Центральноуральская протерозойская мегазона*. Поднятия (цифры в кружках):

1 — Башкирское, 2 — Улутау, 3 — Кваркушское, 4 — Харбейское; 6 — *Тагило-Магнитогорская палеозойская мегазона* осадков и вулканитов океанических формаций: *а* — Тагильская, *б* — Магнитогорская; *7* — *Восточно-Уральская мегазона* протерозоя и палеозойских осадков; *8* — Главный Уральский глубинный разлом; *9* — границы мегазон и зон; упомянутые в тексте зоны показаны цифрами в кружках: 5 — Карская, 6 — Щучьинская, 7 — Войкарская, 8 — Алапаевская, 9 — Восточная вулканогенная, 10 — Восточно-Мугоджарская, 11 — Сакмарская, 12 — Зилаирская; *10* — границы поперечных секторов Урала: ЮУ — южный, СУ — средний, СеУ — Северный, ПрУ — Приполярный, ПУ — Полярный, ПХ — Пай-Хой




Є-O₁
ВЕК
ККК
ВЕК
С
М
ВМ
Д
ККК
O₂₋₃-S₁
ЕАК
С
ВМ
ВВ
Д
ККК
S₁-S₂-D₁
ЕАК
С
И
М
ВМ
ВВ
Д
ККК
D₂
ЕАК
С
И
М
В
М
ВВ
Д
ККК
D₃
ЕАК
С
М
ВМ
ВВ
Д
ЗУ
C₁₋₂
ПУ
ВУ
С
М
ВУ
ВМ
ВВД
ЗУ
C₃-P₂
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. С запада на восток в регионе выделяются следующие структуры в ранге мегазон (см. рис. 17):

1. Предуральский краевой прогиб, заполненный молассой пермского возраста. Это пограничная с Русской платформой структура.

2. Западно-Уральская мегазона, представленная в современном эрозионном срезе меридиональными складками палеозойских отложений. В этой зоне нередки крупные надвиги типа тектонических покровов.

Здесь обосабливаются Бельско-Елецкая зона, сложенная, в основном, отложениями мелководного шельфа, и Зилаиро-Лемвинская, в строении которой участвуют более глубоководные, батиальные осадки. В мегазоне нередки тектонические покровы из более восточных зон, где в палеозое широко развиты океанические и островодужные комплексы.

3. Центрально-Уральская мегазона; область почти непрерывных выходов докембрийского кристаллического фундамента, состоящая из отдельных блоков — поднятий (см. рис. 17).

4. Главный Уральский глубинный разлом разделяет Центрально-Уральскую и следующую далее к востоку Тагило-Магнитогорскую зону. Разлом — это мощная зона смятия гигантской протяженности, которая устанавливается по серпентинитовому меланжу. По генезису это сутурная (шовная) зона, разделяющая сиалический и симатический секторы земной коры Урала.

5. Тагило-Магнитогорская мегазона сложена ордовикско-каменноугольными плутоническими, вулканогенными и осадочными толщами, которые рассматриваются как образования океанических впадин, островных дуг, краевых вулканических поясов, связанных с ними глубоководных флишевых трогов и мелководных терригенных и карбонатных толщ, перекрывающих новообразованную в палеозое континентальную кору. Выступы докембрийского сиалического фундамента здесь отсутствуют.

6. Восточно-Уральская мегазона отличается от Тагило-Магнитогорской тем, что наряду с вышеперечисленными комплексами океанических впадин присутствуют комплексы микроконтинентов, обособившихся в ордовике обломков докембрийской

Рис. 18. Палинспастические профили через Южный Урал в палеозое:

1 — континентальная кора; *2* — кора переходного типа; *3* — океаническая кора; *4* — аккреционная призма; *5* — осадочные комплексы, на пассивных континентальных окраинах; *6* — мантия; *7* — направления движения литосферных плит и материала мантии; *8* — направления движения тектонических покровов; *9* — главная структурная зона, *10* — континентальные границы ВЕК — Восточно-Европейский континент (с начала силура — ЕАК — Еврамерийский континент), ККК — Казахско-Киргизский континент, зоны: С — Сакмарская, М — Магнитогорская, ВМ — Восточно-Мугоджарская, Д — Денисовская, ВВ — Восточная вулканогенная, И — Ирендыкская островная дуга в пределах Магнитогорской зоны, ЗУ — Зауральская мегазона, ПУ — Предуральский краевой прогиб, ВУ — Восточно-Уральская мегазона

континентальной коры, нарастивших край Казахско-Киргизского континента в девоне – карбоне.

7. Зауральская мегазона — наиболее восточная, наиболее погруженная мегазона палеозоид. В ней бурением изучены девонские и каменноугольные отложения. Характерная черта — присутствие вулкано-плутонических комплексов.

Каждая из указанных мегазон подразделяется на целый ряд зон (см. рис. 17 и рис. 18). Эта структурная зональность сформировалась в позднем палеозое, однако ее важнейшие черты были заложены в позднем кембрии – ордовике, когда в результате рифтогенеза край Восточно-Европейского континента был отколот и на нем сформировались шельф и континентальный склон; заложился Палеоуральский океан с зонами спрединга и субдукции и рядом микроконтинентов, из которых наиболее крупный — Восточно-Мугоджарский.

История геологического развития

Раннепротерозойский (эпиархейский) этап

Основной задачей геологов при изучении данного этапа в развитии земной коры Урала является доказательство самого факта нахождения на Урале древних, дорифейских пород и установление характера их взаимоотношений с рифейскими складчатыми структурами.

Многие геологи, работавшие в разное время на Урале, подвергают сомнению существование блоков дорифейских пород, выходящих на дневную поверхность как в зоне поднятия Уралтау, так и на восточном склоне Урала: эти исследователи рассматривают гнейсовые комплексы как метаморфические ореолы позднепалеозойских гранитных интрузий, образовавшиеся из различных по возрасту и составу пород палеозоя. Для решения этого вопроса большое значение приобретают данные по определению абсолютного возраста пород гнейсовых комплексов различных структурных зон Урала.

К настоящему времени архейские и раннепротерозойские породы установлены в следующих районах Урала:

1. В области *Башкирского поднятия*, сложенного рифейскими породами, дорифейские отложения образуют *Тараташский антиклинорий*. Дорифейские породы объединены в тараташский комплекс, сложенный кристаллическими сланцами, инъекционными гнейсами и другими высокометаморфизованными породами с абсолютным возрастом до 2700 млн лет (архей). Границы тараташского комплекса имеют различный возраст и могут быть сопоставлены с карельскими гранитными комплексами на Балтийском щите.

2. В области *Центрально-Уральской мегазоны* также наблюда-

ется несколько древних, по-видимому, раннепротерозойских структур: губенская, расположенная между г. Златоустом и пос. Магнитка; уфалейская — между г. Верхним Уфалеем и пос. Нижним Уфалеем (гора Слюдяная); собская, или харбейская, — на Полярном Урале.

3. На восточном склоне Урала расположено четыре крупных древних поднятия: *Салдинское, Мурзинско-Адуйское, Ильменогорско-Сысертское, Восточно-Мугоджарское*. Возраст гранитогнейсовых комплексов, слагающих эти структуры, изменяется в пределах 1200—2490 млн лет, тем самым они сопоставляются с породами нижнего протерозоя, возможно, присутствует и архей.

Анализ данных абсолютного возраста позволяет сделать два предположения: 1) кристаллический дорифейский фундамент на Урале залегает на сравнительно небольших глубинах; 2) кристаллический фундамент Русской платформы простирался далеко на восток за его современные пределы.

Вероятно, к концу раннего протерозоя платформы Евразии представляли собой единое целое. Обновление структуры земной коры выразилось в дроблении этой древнейшей гигантской платформы и в образовании первичных прогибов протерозойских поясов. В пределах Урало-Монгольского пояса (*Урал, Восточный Саян, Енисейский кряж*, центральная часть *Западно-Сибирской плиты* и т.д.) архейские породы в виде отдельных блоков выступают на поверхность или вскрываются бурением в районах, прилегающих к Уралу с востока.

Байкальский (рифейский) этап

Выделение рифея как самостоятельного подразделения протерозоя стало возможным, благодаря изучению разрезов в области Башкирского поднятия. Здесь устанавливается три структурных яруса: бурзянский, юрматинский и каратауский, время формирования которых отвечает соответствующим протосистемам (фитемам)[1] — бурзянию, юрматинию и каратавию. Каждому структурному ярусу соответствует свой тектонический режим и свой режим осадконакопления. В течение значительного периода изучения Урала последовательность рифейских отложений была не вполне ясной. Современный разрез рифея, описываемый ниже, уточнен благодаря исследованиям строматолитов и микрофитолитов.

Бурзянский структурный ярус. Заложение бурзянской геосинклинали произошло на архейско-нижнепротерозойском фун-

[1] Название протосистемы (фитемы) было предложено для подразделения позднего протерозоя (рифея), поскольку не ясно, можно ли сравнивать их продолжительность с продолжительностью периодов фанерозоя.

даменте, который раскалывался по разломам на крупные блоки, некоторые из них погрузились и явились основанием рифейских прогибов. Древний (дорифейский) фундамент вскрывается при бурении на отметке минус 2850 м, по геофизическим данным на глубине — минус 8000 м (между Свердловском и Пермью), в зоне хр. Уралтау на уровне плюс 1200—1300 м, в Салдинском и Мугоджарском массивах от плюс 240 до минус 400 м. Амплитуда вертикального перемещения отдельных блоков 9—10 км. Прогибы бурзянского времени заложились по системе грабенов, возникших на фоне сводового поднятия древнего щита. Выступы архейских и раннепротерозойских пород фиксируют раздробленный и приподнятый край фундамента Русской платформы на западном борту Урало-Монгольского пояса.

Бурзянский седиментационный цикл закончился интрузивной магматической деятельностью. С этой фазой связывается появление гранитов, подобных рапакиви, слагающих Бердяушский плутон. Абсолютный возраст этих гранитов 1410—1390 млн лет. Таким образом, бердяушские граниты и прорываемая ими бурзянская серия соответствуют позднему протерозою (рифею).

Юрматинский структурный ярус. В течение юрматинского цикла в районе Башкирского антиклинория накапливались вулканогенные и осадочные толщи машакской свиты (нижняя свита юрматинской серии). В основании машакской свиты отмечается перерыв и несогласие. В течение юрматинского времени вслед за машакской свитой накапливались терригенно-карбонатные отложения зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит мощностью ~2 км. Юрматинский цикл завершился авзянской фазой складчатости, сопровождавшейся интрузивной деятельностью. Продолжительность юрматинского цикла около 150 млн лет.

Каратауский структурный ярус. В начале каратауского цикла (каратавия) рифейский прогиб захватил значительную часть Башкирского поднятия и зону Уралтау. В течение каратавия накопились терригенно-карбонатные осадки зильмердакской, катавской, инзерской и миньярской свит общей мощностью 1100—4000 м, продолжительность каратавия составила около 500 млн лет. В конце каратауского цикла отмечалась складчатость миньярской фазы, которая была завершающей для байкальского мегацикла, продолжавшегося около 1 млрд лет. В результате миньярской фазы складчатости образовалась платформа, существовавшая десятки миллионов лет, прежде чем на складчатом основании заложились первичные прогибы палеозойских геосинклиналей.

По типу отложений рифей Урала, вероятно, приурочен к западной миогеосинклинали Урало-Монгольского пояса. Об этом свидетельствует как характер осадков, так и незначительное распространение магматических пород на Башкирском поднятии Центрально-Уральской мегазоны и в Восточно-Уральской

мегазоне. По-видимому, эвгеосинклинали Урало-Монгольского пояса располагались восточнее, в пределах Центрального Казахстана.

Складчатые структуры байкальского структурного этажа на Урале более близки к платформенным, чем к геосинклинальным. Они представлены пологими сводового типа брахисинклиналями и брахиантиклиналями с углами падения крыльев 30—35°. Разрывные дислокации имеют характер крутопадающих сбросов и взбросов, не сопряженных со складчатыми структурами. Со многими из этих разрывов связаны дайки и пластовые интрузии диабазов и габбродиабазов, образующих формацию, близкую к трапповой. Такой характер тектоники обусловлен тем, что формирование докембрийских толщ Урала происходило на погруженном и разбитом на блоки архейском фундаменте в зоне перикратонного опускания фундамента Русской платформы к Урало-Монгольскому поясу.

Кембрийский этап

Начало палеозоя в регионе отличалось широко распространенными поднятиями и размывами. Кембрий известен в Западноуральской мегазоне, изучен недостаточно и представлен только двумя горизонтами местной шкалы: нижний горизонт сопоставляется со средней частью ленского яруса нижнего кембрия, а верхний — относится к верхам верхнего кембрия.

Нижний горизонт на Западном склоне Урала известен лишь в Сакмарской зоне, где представлен свитой диабазовых порфиритов, их туфов с прослоями алевролитов, песчаников, кремней с линзами рифогенных археоциатовых известняков (см. рис. 18).

Верхний горизонт сложен толщей конгломератов, песчаников и алевролитов переменной мощности, иногда с прослоями базальтов; граница между нижним и верхним горизонтами резко трансгрессивная, верхний горизонт постепенно переходит в терригенную толщу нижнего ордовика.

Граница кембрия с ордовиком на Южном и Полярном Урале проводится по смене кембрийского комплекса брахиопод с Billingsella, ордовикским комплексом с Tritoechia lermontovae; в более глубоководных фациях по появлению граптолитов (Dictyonema flabelliforme).

На островах Новой Земли кембрий представлен мощной (более 1100 м) толщей терригенных пород с прослоями известняков.

Ордовикский этап

Отложения нижнего ордовика в сиалических зонах Урала (западный склон и Восточно-Уральское поднятие) представлены

почти исключительно развитыми в основании разреза кварцитовыми или аркозовыми терригенными толщами, иногда с вулканитами, мощностью от первых сотен метров до 2—2,5 км. Вместе с подстилающими кембрийскими отложениями они образуют трансгрессивную серию, резко несогласно залегающую на докембрии. Низы этой серии могут рассматриваться как грабеновый комплекс, образованием которого начинается заложение ордовикского океанического бассейна Урала. В среднем – позднем ордовике этот бассейн приобрел вполне определенные очертания: если снять искажения, связанные с шарьяжами, то в размещении ранне-среднеордовикских фаций уже ощущаются многие основные черты современного структурного плана Урала.

В пределах Западноуральской структурной мегазоны в среднем ордовике определились характерные черты двух фациальных *палеозон*: *Бельско-Елецкой* и *Зилаиро-Лемвинской*, заложившихся еще в раннем ордовике. В первой из зон средний – верхний ордовик представлен главным образом шельфовыми известняками и доломитами, с прослоями терригенных пород в нижней части (мощность до 1000 м). Наилучшие разрезы известны на Приполярном Урале. Шельфовые отложения ордовика — в нижней части — маломощные терригенные, а в верхней — преимущественно карбонатные, широко развиты на Пай-Хое, о-ве Вайгач и на южном о-ве Новой Земли (предполагается, что на северном острове ордовик размыт). В Зилаиро-Лемвинской палеозоне средний ордовик представлен маломощными батиальными глинисто-кремнистыми сланцами; верхний ордовик не установлен.

Вышеуказанные зоны, которые прослеживаются вдоль всего Урала на Пай-Хой и частично на Новую Землю, существовали с ордовика по девон (на Полярном Урале и Пай-Хое — по поздний карбон) и характеризуют шельф, континентальный склон бассейна, омывающего континент Русской платформы.

Комплексы следующих к востоку палеозон известны на Южном Урале в Магнитогорской зоне, где в сложных тектонических соотношениях вместе с серпентинитовым меланжем развиты толщи, представленные подушечными лавами толеитовых базальтов с прослоями яшмоидов; колчеданоносной ассоциацией базальтов и липаритов; андезитобазальтами, андезитами и их туфами. Первые два комплекса известны также в ордовике *Тагильской* зоны. Все три интерпретируются как образования океанического ложа (возможно, отчасти задугового бассейна) и островной дуги. Эти комплексы, по-видимому, развиты и в серпентинитовом меланже Главного Уральского глубинного разлома. Датируются они конодонтами. В Восточно-Мугоджарской зоне преобладает нижний ордовик, представленный шельфовыми карбонатными и терригенно-карбонатными осадками.

В *Восточно-Уральской вулканической зоне* в последнее время обнаружены ордовикские толеитовые базальты с яшмоидами.

Нередко ордовик представлен подушечными лавами с прослоями яшмоидов, перекрытыми толщей туфогенных флишоидов с прослоями кремней.

Силурийский этап

Силурийские отложения широко развиты как на западном, так и на восточном склонах Урала. На Пай-Хое и Новой Земле силур сопоставим лишь с одновозрастными отложениями западного склона Урала, соответствующими в палеогеографическом плане шельфу силурийского палеобассейна.

В *Бельско-Елецкой палеозоне* Урала и на Новой Земле силур представлен преимущественно толщей мелководных известняков и доломитов, мощностью до 1300 м; в западном направлении роль терригенных пород увеличивается, заметно возрастает значение перерывов. На востоке зоны существуют барьерные рифы. В *Зилаиро-Лемвинской палеозоне* силур представлен маломощными (до 250—350 м) углисто-глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями известняков.

На восточном склоне Урала силур наиболее широко развит в разрезах *Тагило-Магнитогорской мегазоны*, где представлен вулканогенно-осадочными толщами океанического типа и сменяющими их в разрезе комплексами островных дуг.

В *Восточно-Уральской вулканической зоне*, имеющей, по-видимому, аллохтонную природу, толеитовые базальты сменяются в позднем силуре андезитоидами и их туфами с прослоями известняков. Океанические и островодужные комплексы, ассоциирующие с габбро и серпентинитами, развиты и в Мугоджарском блоке. В то же время наблюдаются и автохтонные невулканогенные отложения кремнистого и терригенно-карбонатного типов, представляющие собой чехол этого сиалического блока.

Изменения в структурном плане силура по сравнению с ордовиком определяются, в основном, развитием зоны субдукции в Тагильской зоне, отмиранием ее в Сакмарской зоне и перемещением в Восточно-Уральскую.

Девонский этап

Девонские отложения развиты широко в большинстве структурных зон Урала и Пайхойско-Новоземельской системы.

В нижнем девоне в целом сохранился структурный план, сформировавшийся в позднем силуре. Нижнедевонские отложения в восточной части Бельско-Елецкой палеозоны представлены полными разрезами рифогенных известняков мощностью 500—600 м; к западу они замещаются доломитами и песчаниками, и затем выклиниваются. В Зилаиро-Лемвинской палеозоне про-

должали накапливаться граптолитовые сланцы, кремни и известняки.

В Тагильской, Войкарской и Щучьинской зонах в начале девона продолжалось накопление мощных толщ андезитов, трахиандезитов, их туфов, туфогенных флишоидов. В западной части *Магнитогорской зоны* накапливались кремнистые и терригенно-кремнистые отложения океанического чехла; чехол Восточно-Мугоджарского сиалического блока представлен как кремнистыми, так и карбонатными фациями; в Восточно-Уральской вулканической подзоне продолжалось формирование островодужных комплексов.

В среднем девоне в восточных зонах Урала произошла резкая перестройка, на западном склоне Урала продолжали существовать *Бельско-Елецкая* и *Зилаиро-Лемвинская* палеозоны. В первой из них преобладало накопление мелководных, в том числе рифогенных известняков; в основании наиболее крупных трансгрессивных циклов в подошве среднего (такатинский горизонт эйфельского цикла) и верхнего девона (пашийский горизонт франского цикла) залегают пачки кварцевых песчаников. Франская трансгрессия была наиболее широкой и связанной, вероятно, с общим повышением уровня моря (см. рис. 18).

Средне-верхнедевонские отложения зилаиро-лемвинского типа в Сакмарском аллохтоне представлены светлыми плитчатыми кремнями, оползневыми глыбами (олистоплаками) девонских шельфовых известняков из Бельско-Елецкой зоны. В фамене кремнистые толщи сменяются грауваковым флишем девонско-турнейского возраста.

На восточном склоне Полярного Урала — в Щучьинской зоне и далее на Среднем Урале, на западе Тагильской зоны исчезают проявления процессов субдукции и на сформировавшейся к этому времени довольно зрелой субконтинентальной коре начинают формироваться мощные (до 3—4 км) толщи мелководных известняков, образование которых сопровождалось континентальными перерывами, латеритным выветриванием в условиях тропического климата и формированием бокситов. В Войкарской зоне формирование известнякового чехла также начинается в эйфеле, но оно было непродолжительным и вскоре сменилось покровами андезитов, трахиандезитов, трахидацитов и их туфов среднепозднедевонского возраста.

На Южном Урале, в аллохтоне *Сакмарской зоны*, наряду с отложениями лемвинского типа развиты среднедевонские вулканогенно-осадочные толщи, представленные в сближенных тектонических чешуях подушечными лавами с яшмоидами и флишоидными туфогенно-кремнистыми толщами (комплексы океанической коры и удаленные островодужные). В *Магнитогорской зоне* с эйфеля начинается формирование островодужных комплексов. Широко развиты мощные толщи туфотурбидитов и покровов

андезито-базальтов и андезитов, частично замещающихся по простиранию подушечными лавами толеитовых базальтов. Это замещение может рассматриваться как переход от симатической островной дуги к внутридуговому бассейну. В позднем живете – раннем фране кремнисто-туфогенные толщи, заполняющие задуговые бассейны, преобладают, сменяясь в фамене турнейским грауваковым флишем зилаирской серии.

В более восточных районах, в пределах Восточно-Уральской мегазоны, в позднем девоне – раннем карбоне происходило образование вулкано-плутонического пояса.

Микроконтиненты в среднем девоне, видимо, прекратили самостоятельное существование, будучи впаяны в растущий Казахстано-Киргизский континент.

Каменноугольный этап

На западном склоне Урала в карбоне заканчивается существование двух палеозон, охарактеризованных выше. В Бельско-Елецкой палеозоне, продолжавшейся к северу, как и в предыдущие эпохи на о-ва Вайгач и Новую Землю, накапливались преимущественно морские карбонатные осадки. В средневизейское время на западном склоне Северного и Приполярного Урала, как и на широких пространствах платформы, за счет размыва поднятий формируется угленосная терригенная толща кварцевых песчаников, алевролитов, сланцев. Начиная с позднего визе, наиболее характерными отложениями каменноугольной эпохи являются карбонатные толщи; в визейско-серпуховское время в Полярном Приуралье формировались эвапориты.

Начиная со второй половины башкирского века в наиболее восточных разрезах западного склона Среднего Урала появляются терригенные толщи, материал для формирования которых поступал с востока. С образования этих толщ начинается заложение *Предуральского краевого прогиба*, который первоначально возник на западном склоне Среднего и отчасти Южного Урала. Здесь в позднем карбоне возникла характерная продольная фациальная зональность: на крайнем востоке формировались грубообломочные толщи, к западу они замещались сравнительно мелкозернистым терригенным флишем, еще западнее — маломощными глубоководными глинисто-кремнистыми осадками осевой части прогиба; на крайнем западе прогиба, на его внешнем борту возникли мелководные карбонатные осадки и рифы. В Зилаиро-Лемвинской палеозоне на Южном и, вероятно, Среднем Урале, в турнейское время продолжала формироваться мощная (до 1000 м и более) толща зилаирской свиты — грауваковый флиш, образованный размывом восточных поднятий, заполнивший остаточную глубоководную впадину и местами перекрывавший более западные шельфовые образования: таким образом Зилаиро-Лем-

винская зона прекратила свое существование к визейскому времени. Но на севере Урала, от верховий Печоры до хр. Пай-Хой, фации лемвинского типа продолжали формироваться значительно дольше. На Пай-Хое поступление с востока обломочного материала началось лишь в перми. Соответственно образование Предуральского краевого прогиба началось лишь в пермское время, а сам Пай-Хой, как, впрочем, и Новая Земля,— позднее складчатое поднятие, разделившее этот прогиб в результате древнекиммерийской складчатости.

В мегазонах восточного склона Урала в турнейское время сохранился структурный план, сформировавшийся к концу девона. Здесь в течение турне продолжала существовать система относительно узких поднятий (кордильер) и разделяющих их погружений (трогов), заполнявшихся терригенно-флишевыми толщами зилаирской серии.

В поздневизейско-серпуховское время на большей части Тагило-Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон произошло резкое затухание тектонических деформаций; на Урале наступило время «великой визейской трансгрессии» и происходило накопление преимущественно мелководных слоистых известняков. В Зауралье они замещались терригенно-карбонатными толщами в ассоциации с вулканитами основного и среднего состава. Эти условия еще сохранились отчасти и в раннебашкирское время. В позднебашкирское время в осевой части Урала начались поднятия и образовалась область размыва, с которой в западном и восточном направлениях шел снос терригенного материала. В позднем карбоне поднятия на восточном склоне Урала резко усилились, что привело к распространению континентальных условий на всю территорию.

Пермский этап

Нижняя пермь представлена в Уральском регионе морскими отложениями с разнообразной, хотя и неравномерно распределенной фауной. Верхняя пермь характеризуется преимущественно лагунно-континентальными отложениями.

В перми осадконакопление практически полностью перемещается в Предуральский краевой прогиб. Лишь на самом юге Урала отмечаются морские пермские отложения, сохранившиеся на восточном его склоне. Широко распространены пермские отложения на Пай-Хое и Новой Земле, структуры которых по развитию близки к структурам именно западного склона Урала.

В Предуральском прогибе в ассельское, сакмарское и артинское время сохранилась фациальная зональность того же типа, что и в позднем карбоне, границы фаций медленно мигрировали в западном направлении. Глубина осевой части бассейна была достаточно велика (до 1 км), о чем можно судить по огромной

разнице в мощностях одновозрастных депрессионных и рифовых фаций. На Полярном Урале развитие прогиба несколько запаздывало по времени (заложение его началось только в ассельско-сакмарское время).

В Карской впадине Пай-Хоя и на Новой Земле пермские отложения, в отличие от Урала, представлены преимущественно терригенными морскими отложениями от глубоководных тонкотерригенных и флишоидных в низах разреза — до мелководных в верхах. Эти мощные толщи заполняли унаследованную глубоководную впадину и характеризуются специфической бореальной фауной. Складчатые сооружения Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли возникли лишь в древнекиммерийскую тектоническую эпоху.

С позиции тектоники литосферных плит геологические события на Урале в течение позднего палеозоя трактуются следующим образом. В конце девона территория западного склона Урала представляла собой пассивную окраину Восточно-Европейского континента, а более восточные зоны — активную окраину Казахстано-Киргизского континента с падением зоны субдукции под этот континент (см. рис. 18). В начале карбона эти континентальные окраины на Южном и Среднем Урале пришли в соприкосновение. Скорость сближения континентов, вероятно, не была постоянной; так, в течение «великой визейской трансгрессии» преобладают почти платформенные условия. В среднем – верхнем карбоне прогрессирующее сближение континентальных глыб переросло в континентальную коллизию, сопровождавшуюся скучиванием земной коры, горообразованием и образованием палингенных гранитов. Надвигание края молодого Казахстано-Киргизского континента на край древнего Восточно-Европейского приводило к формированию на западном склоне Урала офиолитовых аллохтонов и Предуральского краевого прогиба, мигрировавшего к западу перед фронтом складчатости; на восточном склоне — образование размывавшегося горного сооружения, в сиалических блоках шло активное формирование гранитных массивов (см. рис. 18).

Мезо-кайнозойский этап

В пределах собственно Урала мезозойские и кайнозойские отложения распространены весьма ограниченно. На восточном склоне Урала выделяется трапповая толща раннего – среднего (?) триаса и песчано-глинистая угленосная толща позднего триаса. Угленосные отложения триаса приурочены к глубоким грабенообразным прогибам Челябинского и Буланаш-Елкинского районов (Зауральская мегазона), где они имеют мощность более 1500 м. В Зауральской мегазоне в виде небольших изолированных выходов известны отложения лейаса и доггера (юра), выраженные многократно чередующимися глинами и песчаниками, нередко с

прослоями и линзами углей. На восточном склоне Северного Урала известна морская верхняя юра (глины и песчаники с аммонитами, мощность около 20 м). Нижнемеловые красноцветные континентальные отложения широко распространены по восточному склону Урала вплоть до Мугоджар, хотя и не образуют непрерывного покрова. Мощность их колеблется от 20 до 85 м. Лишь на севере, в бассейне р. Северной Сосьвы, известны выходы морского раннего мела (валанжина), тесно связанного с верхней юрой. Верхнемеловые отложения повсеместно развиты по восточному склону Урала и представлены в нижних горизонтах (сеноман, турон) континентальными, а в верхах разреза (кампан – маастрихт) мелководными морскими осадками. Палеоген (палеоцен и эоцен) развит только в пределах плиты Западной Сибири, где образован морскими песчаниками, глинами, диатомовыми глинами и опоками мощностью 100—140 м. Олигоцен и неоген представлены континентальными песчано-глинистыми породами. Следует отметить на Урале широкое развитие древних мезозойских и кайнозойских кор выветривания. Длительность континентального развития Урала (с конца палеозоя и до настоящего времени) предопределила длительность формирования коры выветривания и сложность ее строения.

Полезные ископаемые

Урал является одним из важнейших горнопромышленных районов СССР. В его пределах расположены тысячи разнообразнейших месторождений полезных ископаемых. Одни из них имеют всесоюзное, а другие — мировое значение. Важнейшее место занимают рудные полезные ископаемые, затем нерудные и горючие.

Черные металлы. Главные из них — магматические месторождения контактово-метасоматического типа. Наиболее значительны месторождения в районе горы Магнитной на Южном Урале. Руды залегают в приконтактовой зоне известняков раннего карбона и порфиритов. Подобные месторождения известны в районе г. Рудный, на границе Урала и Тургайского прогиба (Западно-Сибирская плита). Сходны по генезису, но более древние (силурийские) по возрасту месторождения на Среднем Урале в районе г. Нижнего Тагила и Кушвы. Подобные месторождения протягиваются и на Северный Урал в район г. Ивделя и ст. Полуночное. Месторождения *титаномагнетитов* связаны с габбровой формацией (от г. Кусы на юге до г. Ивделя на севере). Самое значительное в этой группе — Качканарское месторождение. С осадочными формациями протерозоя связаны сидериты и продукты их выветривания (бурые железняки) Бакала на Южном Урале.

На западном склоне Урала почти непрерывной полосой от ст. Пашия до г. Миньяр прослеживаются оолитовые бурые *желез-*

няки, связанные с прибрежными песчано-глинистыми толщами среднего и верхнего девона. Подобные руды встречаются и в угленосной толще нижнего карбона. Ряд железорудных месторождений связан с юрскими и меловыми континентальными отложениями. Юрские бурые железняки известны в Алапаевском районе и протягиваются на север от него до г. Карпинска и на юг до г. Орска. В юрских бурых железняках содержится значительная примесь марганца. В верхнем мелу известны оолитовые железные руды по рекам Аяту, Тагилу и Сосьве. Это типичные прибрежно-морские осадки.

Марганец, никель, кобальт. Месторождения марганца делятся на палеозойские и палеогеновые. Палеозойские месторождения марганца связаны с кремнистыми осадочными отложениями: яшмами, фтанитами и т. д. В глубинных зонах месторождений рудой является родонит, в зоне окисления — псиломелан, вад, пиролюзит. Известны подобные месторождения в районе Свердловска, Миасса, Магнитогорска. Палеогеновые месторождения приурочены к палеоценовым песчаникам и глинам. Первичные карбонатно-марганцевые руды (олигониты) залегают в виде линз и пластов среди глин. Окисленные руды представлены пиролюзитом, псиломеланом и вадом. Наиболее крупные месторождения расположены на Северном Урале в полосе городов Серов – Ивдель.

Месторождения *никеля* приурочены к серпентинитовым (змеевиковым) массивам. Никелевые силикаты концентрируются в коре выветривания. Это месторождения района городов Верхнего Уфалея, Орска.

Месторождения кобальта на Урале редки.

Хромиты. Промышленные месторождения связаны с массивами серпентинитов. Они располагаются в Мугоджарах (Южнокемпирсайское) и на Среднем Урале (Сарановское).

Цветные металлы. Это прежде всего месторождения бокситов. Они делятся на две большие группы — девонские морские, раннемеловые — континентальные. Пласты девонских алюминиевых руд залегают обычно в основании трансгрессивных серий, в свитах терригенных пород — песчаников, глин, конгломератов. На восточном склоне Урала основной бокситоносный горизонт (субровский) приурочен к основанию эйфеля. Всего в среднем девоне отдельные исследователи насчитывают от 7 до 9 бокситовых горизонтов. Простирание основного субровского горизонта эйфеля прослежено на 50—70 км, по падению он устанавливается до глубины 3200—3400 м. На западном склоне Урала бокситоподобные породы устанавливаются в живете (чусовской горизонт), раннем (пашийский горизонт) и позднем фране (орловская свита).

Раннемеловые месторождения *бокситов* встречаются в Зауралье. Они залегают на размытой поверхности палеозоя и покрываются морскими осадками сенона.

Медь. Наиболее крупные месторождения приурочены к зеленокаменным породам среднего палеозоя, где они образуют главную колчеданоносную полосу. На Среднем и Северном Урале это месторождения силурийского возраста, а на Южном Урале — среднедевонского (от широты г. Миасса далее к югу до г. Сибай). Медноколчеданные месторождения сингенетичны с вмещающими породами спилит-кератофировой формации. На Урале менее распространены медно-порфировые и контактово-метасоматические месторождения меди. Известны месторождения типа медистых песчаников, связанных с поздней пермью.

Колчеданные руды нередко являются полиметаллическими, в их состав входят цинк, свинец, золото и серебро.

Драгоценные металлы. На Урале известны месторождения платины. Они связаны с офиолитами — ультраосновными породами габбро-перидотит-дунитовой формации. Эти интрузии располагаются на восточном склоне Среднего и Северного Урала. Интрузии расположены в зоне контакта с метаморфическими толщами Центрального Уральского поднятия вдоль Главного Уральского разлома.

Золото. Большинство промышленных месторождений связано с интрузиями гранитов, гранодиоритов и с жильными породами (аплитами, кварцевыми порфирами). Золото встречается в виде вкраплений и гнезд в кварцевых жилах. Большое значение имеют и золотоносные россыпи, как четвертичные, так и более древние (раннепермские, юрские, неогеновые).

Редкие металлы. Их месторождения связаны с кислыми интрузиями. Это месторождения вольфрама, мышьяка, сурьмы, ртути, иридия, осмия, ванадия.

Имеются на Урале месторождения редких и рассеянных элементов.

Нерудное сырье. Наибольшее, мировое значение имеют месторождения ценного огнеупорного сырья — магнезита, связанного с рифейскими осадочными формациями на Южном Урале (города Сатка, Катав-Ивановский).

По добыче и запасам асбеста Урал занимает первое место в СССР и одно из первых мест в мире. Месторождения связаны с серпентинитовыми массивами Среднего и Северного Урала.

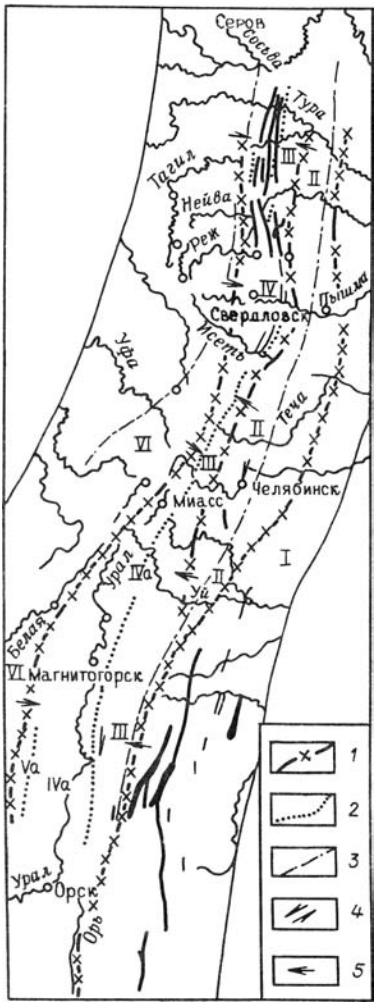
Калийные и каменные соли связаны с верхнепермскими отложениями, полоса этих месторождений протянулась в Предуральском прогибе от г. Соликамска до г. Соль-Илецк.

Гипсы. Гипсоносные отложения кунгурского яруса простираются от Чердыни на севере до Соль-Илецка на юге.

На Урале известны месторождения облицовочного камня (мраморов, кварцитов), пьезокварца, а также широко распространены драгоценные (алмазы, аметисты, топазы и др.) и поделочные камни.

Рис. 19. Фациальные зоны средневизейских угленосных отложений на восточном склоне Урала. По *А.А. Пронину*.

Границы:
1 — Южно- и Восточноуральской областей угленакопления; *2* — фациальных зон угленосных отложений; *3* — зон распространения континентальных и континентально-лагунных фаций угленосных отложений; *4* — выходы угленосных отложений с пластами угля рабочей мощности; *5* — направление сноса обломочного материала
I — Восточно-Уральская область сноса обломочного материала
Зоны распространения:
II — пестроцветных континентальных фаций угленосных отложений; III — континентально-лагунных фаций; IV, IV а — морских флишоидных фаций угленосной формации Восточно-Уральской области угленакопления; V, V а — флишоидные и моласовые фации угленосных отложений; VI — Уралтауская область сноса



Топливное сырье. Угли раннего карбона паралического типа широко распространены на Урале (рис. 19). Наибольшие запасы сосредоточены в Кизеловском районе. От Кизела угленосные отложения протягиваются на север до бассейна р. Вишеры и на юг до бассейна р. Чусовой. На восточном склоне Урала расположены Алапаевско-Каменский, Полтаво-Брединский, Домбаровский и Берчогурский районы. Угленосные отложения интенсивно дислоцированы и угли сильно метаморфизованы, местами превращены в графит. Пермские угли связаны с кунгурскими и верхне-

пермскими континентальными отложениями. Это угли Воркутинского бассейна. Триасово-юрские угли расположены как на западном, так и на восточном склонах. Это бурые угли. Наиболее крупные месторождения находятся в восточном Зауралье в районе гг. Карпинска, Челябинска. Они имеют позднетриасовый возраст. Юрские угли имеются в Предуральском прогибе.

Торф. Запасы торфа приурочены к районам Нижнего Тагила, Свердловска и Верхнекамска.

Вопросы для самопроверки

1. Границы и основные структурные элементы Уральско-Новоземельской складчатой области.
2. Раннепротерозойский этап развития региона.
3. Позднепротерозойский этап развития региона: бурзянский, юрматинский, каратауский структурные ярусы.
4. Развитие региона в палеозое.
5. Мезо-кайнозойский этап развития региона.
6. Полезные ископаемые региона.

ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Положение, границы и основные структурные элементы

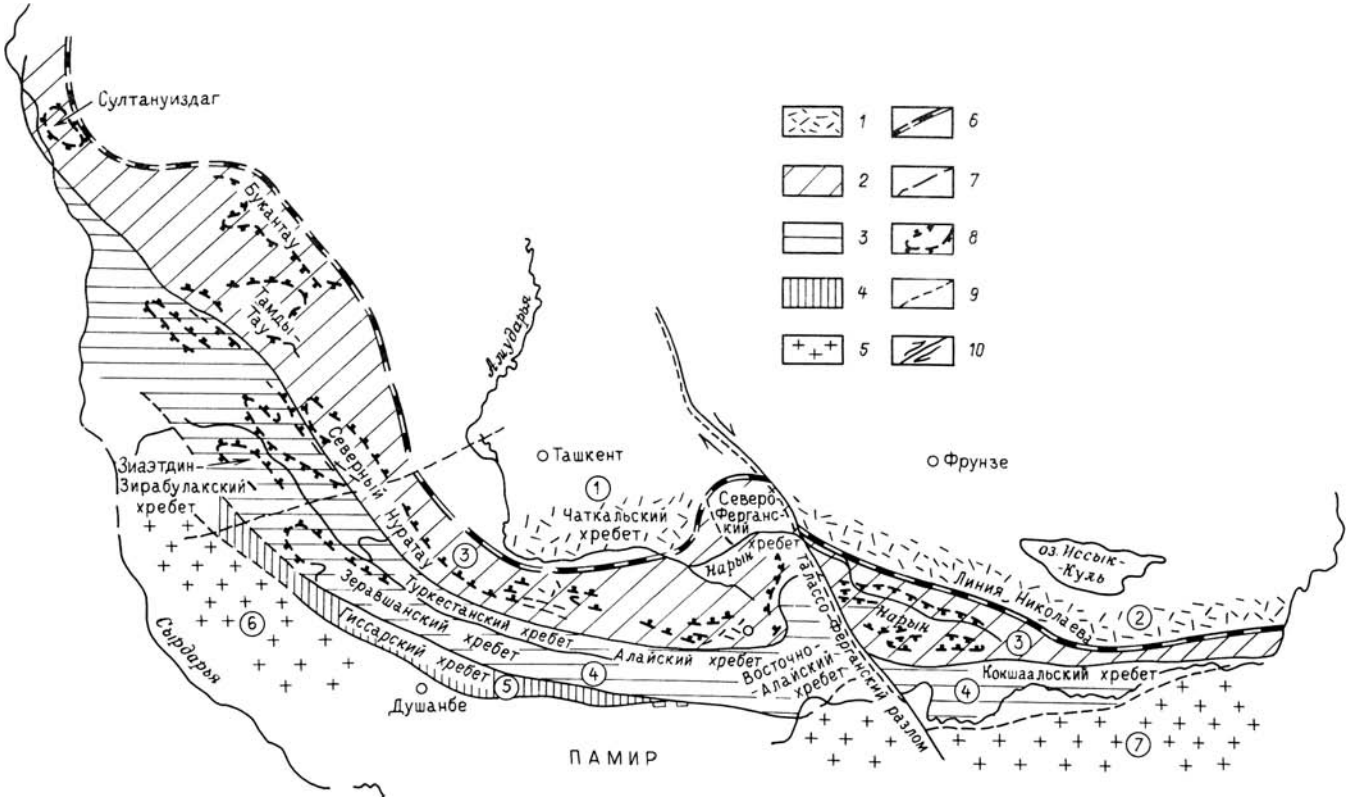
Южный Тянь-Шань — варисская складчатая область — занимает юго-западную окраину Урало-Монгольского пояса и пространственно связан с Уралом, находясь на простирании его восточных структурных зон (рис. 20). Большинство исследователей в настоящее время признает, что Южный Тянь-Шань имеет сложную покровно-складчатую структуру. По палеогеографическим реконструкциям представляется правдоподобным предположение о том, что Южный Тянь-Шань возник на месте океанической (так называемой Туркестанской) впадины и ее окраины (Туркестанский океан был ограничен с севера Казахстано-Киргизским континентом, а с юга — континентальными массами непостоянных очертаний, которые мы условно называем Таджикско-Таримским континентом).

Признавая покровно-надвиговую (шарьяжную) структуру Южного Тянь-Шаня, мы вместе с тем допускаем деление его территории на ряд крупнейших структурных зон. Однако схемы

Рис. 20. Палеозойская структурно-формационная зональность Южного Тянь-Шаня:

1 — протерозойские и палеозойские осадки и вулканиты Казахско-Киргизского континента; *2* — палеозойские осадки окраины Казахско-Киргизского континента, Туркестанского океана и окраины Таримо-Таджикского континента, тектонически сближенные; *3* — палеозойские осадки Таримо-Таджикской континентальной окраины, тектонически сближенные; *4* — то же, с офиолитами и островодужными формациями каменноугольной океанической впадины; *5* — протерозойские и палеозойские осадки Таримо-Таджикского континента; *6* — главная сутурная зона; *7* — границы структурных зон; *8* — хребты и горные массивы; *9* — границы поперечных секторов (Западного, Центрального, Южного); *10* — Таласо-Ферганский правый сдвиг.

Структуры (цифры в кружках):
1 — Чаткальская зона, 2 — Сарыджазская зона, 3 — Нуратау-Атбашинская мегазона, 4 — Зеравшано-Кокшаальская мегазона, 5 — Гиссарская зона, 6 — Таджикский массив, 7 — Таримский массив


Султануиздаг
Букантау
Тамды-Тау
Зиаэтдин-Зирабулакский хребет
Северный Нуратау
Зеравшанский хребет
Гиссарский хребет
Туркестанский хребет
Алайский хребет
Восточно-Алайский хребет
Чаткальский хребет
Северо-Ферганский хребет
Нарын
Кокшаальский хребет
Линия Николаева
оз. Иссык-Куль
Таласо-Ферганский разлом
Сырдарья
Амударья
Ташкент
Фрунзе
Душанбе
ПАМИР
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

такого деления, предложенные разными авторами, не совпадают и очень сложны и потому не могут быть использованы в данной работе. Исходя из палеотектонических реконструкций, мы предлагаем следующее районирование территории (см. рис. 20): 1) *Чаткальская* (Чаткало-Нарынская) зона — край палеозойского Казахстано-Киргизского континента с наложенными силурийско-среднедевонскими и карбон-пермскими субдукционными вулканитами; 2) *Главная сутурная зона Южного Тянь-Шаня* — гипотетическая зона сближения тектонических комплексов, перекрытая мезо-кайнозойскими субдукционными вулканитами; 3) *Нуратау-Атбашинская мегазона* — область развития тектонических пластин, сложенных комплексами края Таджикско-Таримского континента; 4) *Зеравшано-Кокшааальская мегазона* — область развития интенсивно дислоцированных комплексов края только Таджикско-Таримского континента; 5) *Гиссарская мегазона* — область развития тектонических пластин Таджикско-Таримского континента и наложенной каменноугольной *Гиссарской океанической впадины*. Район делится также на три поперечных сегмента: западный — Кызылкумский, центральный — Гиссаро-Алайский и восточный — Кокшаальский.

История геологического развития

Архей-протерозойский этап

В Южном Тянь-Шане, как и в Северном, к архею относятся толщи мигматизированных очковых гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев и мраморов. Общая видимая мощность определяется в пределах 10 000 м. К нижнему протерозою (?) в достаточной степени условно относят толщи кристаллических сланцев и метаморфизованных эффузивов до 1500 м мощности. Верхнему протерозою соответствует мощная толща валунно-галечных конгломератов, постепенно выше по разрезу сменяющихся песчаниками, филлитовидными сланцами с линзами известняков, в которых встречены строматолиты и микрофитолиты, позволяющие датировать возраст.

Раннепалеозойский этап

Ранний палеозой довольно широко развит в центральном, Гиссаро-Алайском сегменте и в большей, восточной части Кызылкумского сегмента Южного Тянь-Шаня, и неизвестен на его флангах. Очень часто нижнепалеозойские отложения залегают в виде узких тектонических чешуй и экзотических глыб среди более молодых отложений, причем нарушенность его разрезов возрастает к северу по направлению к Главной сутурной линии Южного Тянь-Шаня.

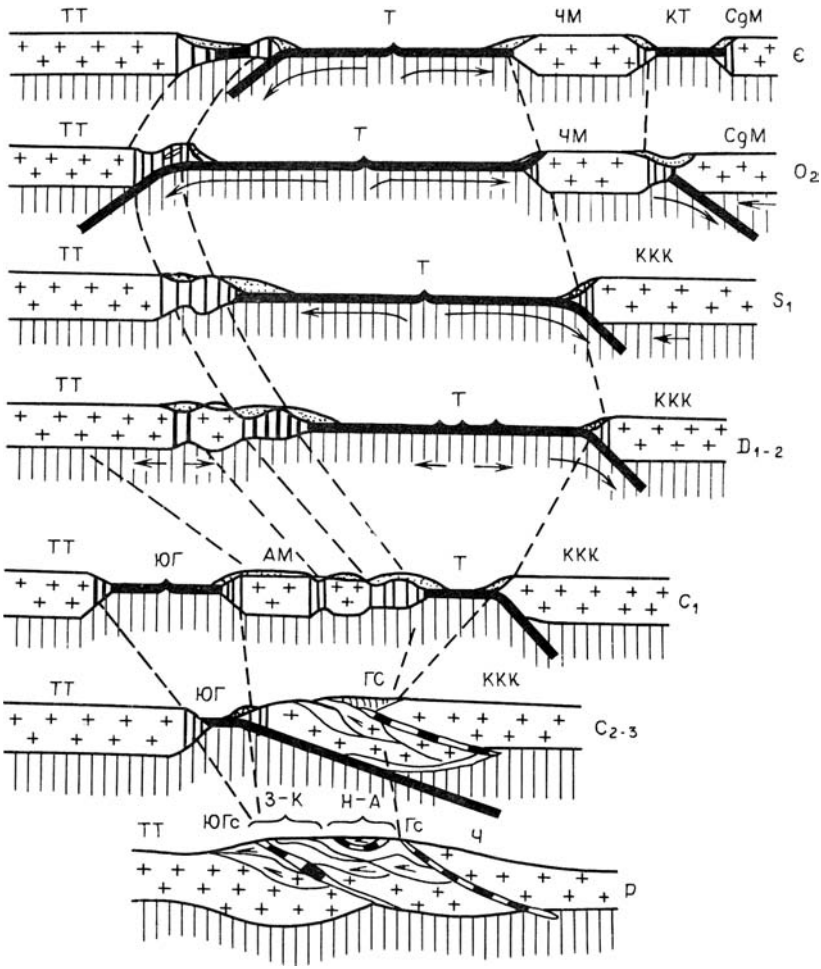


Рис. 21. Палинспастические профили через Центральный сектор Южного Тянь-Шаня в палеозое. Условные обозначения см. на рис. 18

ТТ — Таримо-Таджикский континент, Т — Туркестанский океан, ЧМ — Чаткальский микроконтинент, СдМ — Сарыджазский микроконтинент, КТ — Каратерекская океаническая впадина, ККК — Казахско-Киргизский континент, ЮГ — Южно-Гиссарская наложенная океаническая зона, АМ — Алайский микроконтинент, ЮГС — Южно-Гиссарская сутурная зона, ГС — Главная сутурная зона, З–К — Зеравшано-Кокшаальская мегазона, Н–А — Нуратау-Атбашинская мегазона, Ч — Чаткальская зона

Многие исследователи относят к раннему палеозою в разной степени метаморфизованные толщи вулканогенно-известняково-кремнистого, известняково-кремнистого и терригенного состава в хребтах Тамдытау, Букантау, Нуратау, Алайском и др., и вулканогенно-кремнистого, вулканогенно-терригенного — в хребтах Ферганском, Алайском, Восточно-Алайском, Атбашинском, Зеравшан-

ском, Гиссарском. Мелководный характер кембрийских отложений, представленных водорослями, позволяет предполагать наличие в их основании фрагментов зрелой докембрийской континентальной коры (рис. 21).

Кембрийский этап

Кембрий на Южном Тянь-Шане известен в его западном и центральном секторах.

Известно три литологических типа разрезов кембрия: терригенно-карбонатный, карбонатно-кремнистый и вулканогенный. Самое широкое распространение имеют разрезы кембрия, принадлежащие терригенно-карбонатному типу и представленные переслаивающимися известняками, глинистыми сланцами, алевролитами, иногда с прослоями доломитов, песчаниками, с фауной археоциат, брахиопод, трилобитов, водорослей. Обычно мощности осадков не превышают 300—600 м, но в районе Туркестанского хребта резко увеличиваются (по данным разных авторов до 1600, 2000—2500 и даже 5000 м).

Ордовикский этап

Как и кембрий, ордовик установлен в западном и центральном секторах Тянь-Шаня. С юга на север можно выделить три основных типа разреза ордовика: 1) вулканогенно-осадочный, 2) существенно терригенный, 3) офиолитовый.

Разрезы первого типа развиты в Кульджуктау, Зикдин-Зирабилакских горах и Гиссарском хребте. Здесь к ордовику относят, в частности, метаморфизованную в фации зеленых сланцев мощную (3000 м) ягнобскую серию, в низах представленную метабазальтами и сланцами, в средней части — метавулканитами среднего и основного состава, яшмокварцитами; в верхах отмечаются прослои известняков с остатками табулят, строматопороидей и брахиопод ашгиллия; выше залегают известняковые, известняково-терригенные толщи нижнего силура. В более западных разрезах этого типа обнажаются груботерригенные толщи с кремнями, дифференцированными вулканитами, сменяемыми в верхах известняками; эти толщи менее метаморфизованы и сопоставимы со средней и верхней частями ягнобской серии.

Разрезы ордовика существенно терригенного типа развиты наиболее широко и представлены в низах преимущественно тонкими углисто-кремнистыми, углисто-глинистыми сланцами, с прослоями известняков, с граптолитами тремадока и аренига. В ряде разрезов нижний ордовик представлен кремнисто-карбонатными осадками. Выше значительную роль в разрезе начинают играть алевролиты и песчаники преимущественно олигомиктово-кварцевого состава; толщи во многих разрезах приобретают черты флиша.

Разрезы, связанные с офиолитами, наиболее изучены на северном склоне Алайского хребта. Ордовик установлен лишь в разрезе Сарталинского аллохтона, где на дислоцированном гипербазит-габбро-диабазовом комплексе несогласно, с конгломератами в основании, залегает конденсированная кремнисто-алевритистая толща (20—25 м) с радиоляриями нижнего – среднего ордовика, перекрытая пикрит-базальтовой толщей силура – девона.

Силурийский этап

В течение силура границы фациальных зон испытывали скольжение, однако в целом их распределение определялось наличием трех сформировавшихся уже в ордовике палеотектонических областей (в современном плане — с юга на север): широкой опущенной окраины Таримо-Таджикского континента, Туркестанской океанической впадины и приподнятого в силуре края Казахстано-Киргизского континента, отвечающего Срединному Тянь-Шаню, что будет рассмотрено в соответствующем разделе.

Предполагается, что Таджикско-Таримская континентальная окраина была построена сложно, в ней намечается ряд глубоководных впадин, а также размываемых и погруженных мелководных поднятий, расположение которых неоднократно менялось в течение среднего и верхнего палеозоя, и нарушено шарьяжами, с чем связано огромное число типов разреза, выделяемых различными авторами. Рассмотрение всех этих типов не представляется возможным и вряд ли необходимо. Обобщая имеющиеся данные, следует прежде всего обратить внимание на то, что в конце ордовика – начале силура во внутренней части указанной окраины намечается шельфовая зона, в которой до конца силура накопились мощные (более 3000 м) толщи известняков и доломитов с обильной мелководной фауной (брахиоподы, кораллы и др.). Эти толщи развиты в западной части Зеравшанского хребта.

Кремнисто-терригенные флишоидные (преимущественно батиальные) толщи представлены в силуре Южного Тянь-Шаня наиболее широко. Наилучшим образом эти толщи изучены в Туркестанском хребте, где они согласно сменяют флишоидные толщи ордовика и представлены мощными (до 3000 м) отложениями, в основном лландоверийско-венлокского возраста. В низах разреза преобладают, по-видимому, относительно глубоководные, батиальные отложения внешнего шельфа и сложно построенного континентального склона, обращенного к Туркестанскому океану. В верхах этих же толщ появляются конгломераты, вулканомиктовые песчаники, локально отмечается своеобразная ассоциация (до 500 м) углисто-глинистых сланцев и песчаников с пластами угля.

Позднепалеозойский этап

Девон развит широко во всех секторах Тянь-Шаня. В Кызылкумском и западной части Гиссаро-Алайского сектора в девоне формировались преимущественно шельфовые известняки; в Зеравшанском хребте нижнедевонские шельфовые известняки сменяются вверх по разрезу толщей кремней и глинистых сланцев (мощность — первые сотни метров). Возникновение глубоководного прогиба, возможно, следует связывать с локальным проявлением рифтовых процессов, которые восточнее выразились в появлении щелочно-базальтовой формации в позднем силуре – раннем девоне. О проявлении на Южном Тянь-Шане рассеянного спрединга, приведшего к образованию дифференцированных силлов, диабазовых даек и мощных толеитовых толщ океанического характера в первой половине девона, подтверждают также наблюдения на северных склонах Алайского хребта. Рифтогенез проявился, вероятно, и в более восточных районах, где в девоне почти без изменений сохранялся структурный план, описанный для позднего силура. В мощных (до 2000 м) девонских разрезах мелководной карбонатной гряды, разделявшей зоны накопления конденсированных кремнистых толщ, отмечаются неоднократно повторяющиеся потоки лав средневерхнедевонского возраста (до 500—900 м мощностью).

В Чаткальском хребте (на окраине Казахстано-Киргизского континента) отмечаются мощные толщи нижнего и среднего девона, сложенные груботерригенными красноцветами, андезитами, дацитами, трахиандезитами, трахибазальтами мощностью до нескольких километров, их появление может быть связано с активностью в зоне субдукции.

Карбон. Разрезы пограничных слоев девона и карбона непрерывны или содержат скрытые перерывы. Раннекарбоновые обстановки осадконакопления и соответствующие им типы разрезов обычно наследуются от девонских (см. выше) и характеризуются чередованием и сочетанием мощных (до 1000—3000 м) карбонатных толщ с бентосной фауной и разрезов карбонатно-глинисто-кремнистого состава (первые десятки – первые сотни метров) с конодонтами, гониатитами.

Средний и верхний карбон представлены почти исключительно терригенными, терригенно-карбонатными отложениями, охарактеризованными преимущественно фораминиферами. Резкая перестройка структуры Южного Тянь-Шаня началась уже в серпуховское время. Начало шарьирования фиксируется появлением серпуховского флиша на океанических комплексах (в разрезах вулканогенно-кремнистого типа) центрального и восточного секторов Южного Тянь-Шаня. В башкирском и московском веках область накопления мощного (до первых тысяч метров) флиша и сопровождающих его великолепно выраженных олистостромов последо-

вательно и очень закономерно смещается в южном направлении, что напрямую связывается с миграцией покровообразования с севера на юг и указывает на начало коллизии материков. В башкирское и раннемосковское время отдельные участки карбонатного шельфа испытывали поднятия, что приводило к образованию кор выветривания (бокситов).

Пермь. Нижнепермские отложения представлены морскими терригенными отложениями, охарактеризованными фораминиферами. Ярусы обычно не выделяются (деление посвитное). К ранней перми относят алевролиты, песчаники, конгломераты, как правило, серо- и зеленоцветные, на севере имеющие характер молассы, в Притаримье — флишоиды. Изредка отмечаются последовательно дифференцированные и контрастные вулканиты и их туфы. Мощность до 1000 м.

Верхняя пермь представлена континентальными красно- и пестроцветными грубоотерригенными толщами, содержащими отпечатки флоры. Отмечаются прослои различных эффузивов; иногда характерна гипсоносность, мощность до 1800 м.

Следует отметить, что шарьирование и горообразование, происходившие в среднем, верхнем карбоне и перми, коррелируются по времени с интенсивным андезитоидным вулканизмом, имевшим место в Срединном Тянь-Шане на северной континентальной окраине закрывающейся реликтовой впадины Туркестанского океана.

Мезо-кайнозойский этап

После завершающих фаз герцинской складчатости на Южном Тянь-Шане отмечается длительный континентальный перерыв. В позднетриасовое время формируются континентальные отложения межгорных впадин. В юрский период во впадинах отлагаются угленосные толщи и накапливаются конгломераты. В меловое и палеогеновое время в межгорные впадины периодически проникали морские бассейны и устанавливался лагунный режим, отлагались гипсоносные, а в отдельных случаях — соленосные формации. В конце палеогена море окончательно покинуло межгорные впадины. В плиоцене – четвертичном периоде Тянь-Шань испытывает значительную тектоническую активизацию, сопровождавшуюся воздыманием складчатых цепей и формированием моласс в углубляющихся впадинах. Следствие геотектонических движений — высокая сейсмичность области.

Полезные ископаемые

В Южном Тянь-Шане известны верхнепалеозойские *полиметаллические* месторождения. В Ферганской долине к эоценовым и меловым породам приурочены месторождения *серы*. Там же распо-

лагается типичный межгорный *нефтегазоносный бассейн* — Ферганский, сложенный мощной толщей мезо-кайнозойских отложений с нефтяными залежами (Чемпион, Яр-Кутан, Палванташ и др.).

К молодым альпийским разломам приурочено *ртутное оруденение* (киноварь), которое концентрируется, как правило, в тектонической брекчии. В Южном Тянь-Шане прослеживается Туркестано-Алайский ртутно-сурьмяный пояс.

Во впадинах Южного Тянь-Шаня разрабатываются *угольные месторождения* — Фан-Ягноб, Шураб и др.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите и покажите на геологической карте СССР границы и основные структурные элементы Южного Тянь-Шаня.
2. Где находятся и чем представлены докембрийские отложения региона?
3. История геологического развития региона в палеозое и мезо-кайнозое.
4. Полезные ископаемые региона.

КАЗАХСКО-КИРГИЗСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН, СЕВЕРНЫЙ И СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ, ОБЬ-ЗАЙСАНСКАЯ ЗОНА)

Положение, границы и основные структурные элементы

Перечисленные складчатые сооружения занимают внутреннее положение в Урало-Монгольской складчатой системе. Западная часть Центрального Казахстана, Северный и Срединный Тянь-Шань относятся к каледонидам, хотя варисский этап имел большое значение для формирования их структур. Восточная часть Центрального Казахстана относится к варисцидам.

Каледонская часть рассматриваемого сооружения может быть, с позиций тектоники литосферных плит, выделена в качестве среднепалеозойского Казахско-Киргизского континента. В позднем палеозое этот континент нарастился за счет варисцид и в конечном итоге спаялся с Европейским (Еврамерийским) и Сибирским континентами.

Отличительной особенностью каледонской части региона является то, что гранитно-метаморфический слой земной коры в ее пределах сформировался к концу ордовика, в результате таконской складчатости, что и определило появление Казахско-Киргизского континента. До этого момента в течение венда – кембрия данная область состояла из разнородных блоков и микроконтинентов, разделенных впадинами с корой океанического и переходного типов. В настоящее время комплексы, принадлежавшие этим микроконтинентам, выходят на поверхность в горных цепях Срединного, Северного Тянь-Шаня, Джунгарии и в невысоких холмах западной части Казахского мелкосопочника. Не

исключено, что к их числу принадлежит также часть фундамента окаймляющих плит — *Туранской* и *Западносибирской*. Между этими массивами располагаются более молодые складчатые зоны (рис. 22).

Раннепалеозойские комплексы, залегающие на докембрийском фундаменте континента, тесно связаны с вендскими; палеозойская история рассматриваемого региона не может быть понята без некоторой, хотя бы минимальной, информации о геологии венда.

В составе вендских отложений преобладают груботерригенные образования («грабеновые», «рифтовые» фации), которые ложатся с размывом на более древние толщи. Отложения, относимые к венду, охарактеризованы в основном лишь водорослевой микропроблематикой. Венд делится на нижний и верхний. В верхах венда во многих разрезах прослеживается маркирующий горизонт тиллитов.

Структурный план, заложившийся в венде, в значительной мере определял характер осадконакопления и в раннем палеозое. В результате рифтовых процессов, начавшихся в раннем венде, уже консолидированный к концу рифея континентальный блок (*Проказахстаний*?) был расколот на ряд фрагментов, разделенных глубокими прогибами, напоминающими авлакогены платформ и переходящими по простиранию во впадины с океанической корой. В пределах континентальных фрагментов в это время обособились участки и зоны с устойчивыми тенденциями к умеренным погружениям, или наоборот — к относительным поднятиям.

С юго-запада на северо-восток можно выделить следующие наиболее важные зоны, сохранившие стабильность с венда по начало среднего ордовика. *Чаткальская зона*, представляющая собой сочетание глубоких прогибов, разделенных устойчивыми поднятиями, с Каратерекским блоком, возможно аллохтонным, сложенным офиолитами; *Сырдарьинский массив* — зона, бывшая относительно приподнятой в венде – раннем палеозое. Она целиком перекрыта молодыми отложениями и слабо изучена. Вероятно, представляла собой венд-кембрийский микроконтинент. *Таласо-Сарыджазская* зона глубоких прогибов, первично рифтовая, прослеженная почти непрерывно на гигантском расстоянии от р. Ишим в Северном Казахстане до хр. Куруктаг в Китае. Субширотная *Киргизско-Терскейская офиолитовая* (*сутурная*) *зона*. *Малокаратауская зона* умеренных погружений (с начала кембрия — зона карбонатного шельфа). *Кокчетавский* массив и *Северотяньшаньская*, относительно приподнятая зона, в отдельных частях которой венд-раннепалеозойские отложения либо не формировались, либо были размыты в более позднее время. В северо-восточной части зоны выделяется ряд вторичных рифтов, заложившихся в кембрии (Ишкеольмесская, Ерментауская, Селетинская подзоны). Что касается Джалаир-Найманской офиолитовой (сутурной) зоны, то ее

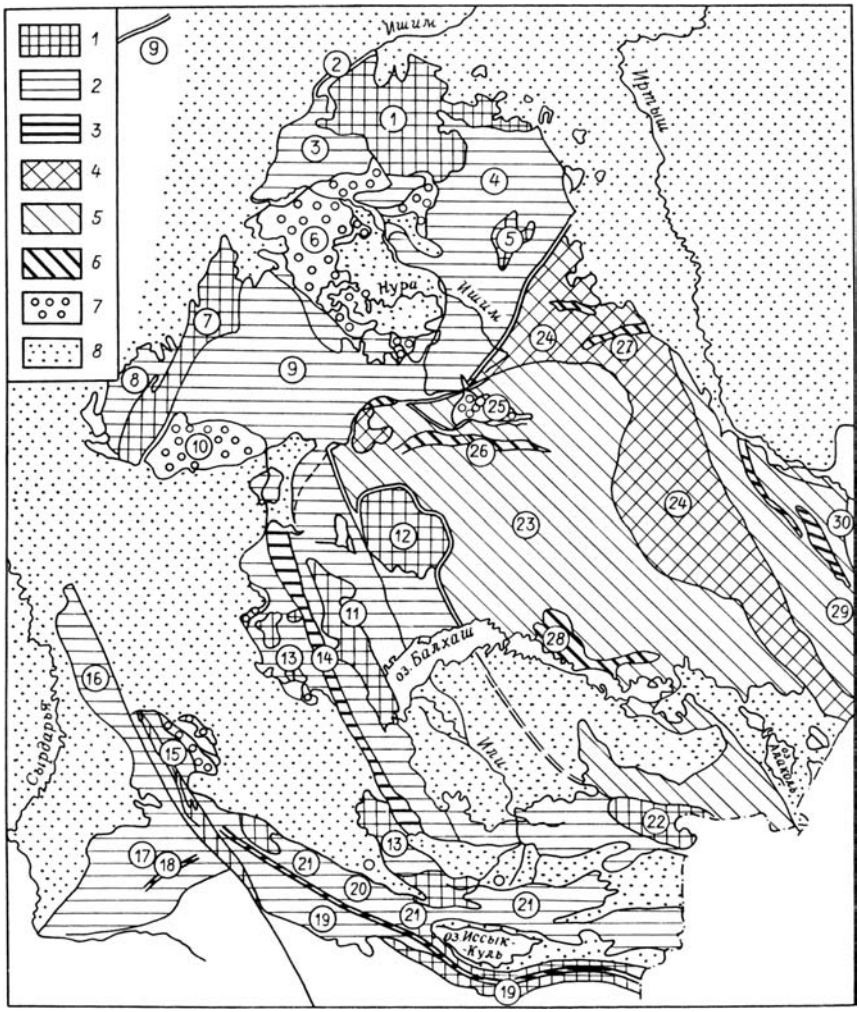


Рис. 22. Структурное районирование Центрального Казахстана, Северного и Срединного Тянь-Шаня:

1–3 — каледониды: *1* — поднятия с развитием на поверхности протерозойских и кембрийских пород (массивы, антиклинории, небольшие блоки); *2* — погружения с развитием на поверхности ордовикско-раннекаменноугольных осадков; *3* — зоны развития вендско-кембрийских офиолитов (офиолитовые сутурные зоны); *4–6* — варисциды: *4* — поднятия с развитием на поверхности кембрийско-раннесилурийских пород (реликты эншматической островной дуги), *5* — погружения с развитием на поверхности верхнесилурийских – верхнекаменноугольных пород (реликты бассейнов с океанической корой), *6* — структуры с развитием ордовикско-девонских океанских комплексов (офиолитовые антиклинории и сутурные зоны); *7* — верхнепалеозойские молассовые бассейны; *8* — мезо-кайнозойский чехол Туранской и Западносибирской плит.

Зоны, подзоны, массивы, бассейны (цифры в кружках):

1 — Кокчетавский массив, 2 — Марьевская зона, 3 — Джаркаинагачская зона, 4 — Степнякская зона, 5 — Ишкиольмесская зона, 6 — Тенизский бассейн, 7 — Улытауский массив, 8 — Байконурская зона, 9 — Сарысу-Тенизская зона, 10 — Джезказганский бассейн, 11 — Бетпакдалинская зона, 12 — Актауский массив, 13 — Чу-Кендыктасская зона, 14 — Джалаир-Найманская зона

юго-восточное окончание не удается проследить; на севере она, возможно, соединяется с более восточными офиолитовыми зонами или прослеживается в фундаменте Степнякской подзоны. *Актау-Джунгарская зона* умеренных опусканий (с кембрия — область карбонатного шельфа), отвечающая одноименному микроконтиненту. *Акдымско-Атасуйская* первично рифтовая зона глубоких опусканий на восточном краю континента (см. рис. 22). По сути дела, в этой зональности нашла отражение разная степень позднерифейско-вендской деструкции (разрушения) докембрийской континентальной коры в каждой из зон.

История геологического развития

Архей-протерозойский этап

Докембрийские отложения слагают центральные части древних складчатых систем. Наиболее полно разрез докембрийских отложений представлен в Кокчетавском массиве.

Докембрий Кокчетавского массива имеет следующий разрез:

1. Гнейсово-амфиболитовая свита. Мощность 2000—2500 м, свита условно относится к архею.
2. Порфироидная свита, которая несогласно залегает над подстилающей гнейсово-амфиболитовой. Мощность 2000 м. Ранний протерозой.
3. Слюдяные сланцы, ороговикованные песчаники и мраморизованные известняки со строматолитами. Мощность 1500—1700 м.
4. Кокчетавская свита залегает с несогласием на подстилающих отложениях: кварциты, мраморы и мраморизованные известняки, кварцево-хлоритовые и кремнистые сланцы с остатками водорослей. Мощность 3500 м.

Выше несогласно залегает нижнекембрийская грауваковая свита слюдистых кварцитов, филлитов, яшмокварцитов с редкими радиоляриями.

В общих чертах такое строение наблюдается в ядрах других крупных антиклинорных структур. Большинство исследователей считает, что архейские толщи были смяты в складки, прорваны интрузиями и глубоко денудированы в результате последующего за складчатостью воздымания. На этом основании заложились новые геосинклинальные прогибы. Центральный Казахстан в начале протерозоя являлся эвгеосинклинальной зоной крупной геосинклинали, миогеосинклинальная зона которой находилась на Урале.

---

15 — Малокаратауская зона, 16 — Большекаратауская зона, 17–19 — Срединный Тянь-Шань: 17 — Чаткало-Нарынская зона, 18 — Каратерекская подзона, 19 — Таласо-Сарыджазская зона, 20 — Киргизско-Терскейская структурная зона, 21 — Северо-Тяньшанская мегазона, 22 — Джунгарский массив, 23 — Джунгаро-Балхашская зона, 24 — Большекульско-Чингизская зона, 25 — Карагандинский бассейн, 26 — Тектурмасская подзона, 27 — Майкаин-Кызылтауская подзона, 28 — Итмурундинская северобалхашская подзона, 29 — Обь-Зайсанская мегазона, 30 — Чарская зона

Вендский этап

Варисские структуры Казахстана включают две главнейшие структурные зоны — *Бощекуль-Чингизскую* и *Джунгаро-Балхашскую*, где вендские отложения не доказаны. В *Ишимо-Сарыджазской* и *Чаткальской* зонах глубокого прогибания венд представлен мощной (до 3000 м) терригенной толщей (рис. 23).

В Малокаратауской и Актауско-Джунгарской зонах умеренного прогибания мощности венда обычно не превышают 1000—1200 м (в Малом Каратау, возможно, значительно меньше). Здесь базальные терригенные отложения вверх сменяются тиллитоподобными конгломератами и песчано-доломитовыми толщами; в раннем палеозое намечается переход к разрезам карбонатного типа.

В *Акдымско-Атасуйской зоне* к венду – кембрию (?) предположительно относится толща углеродисто-глинистых сланцев, известняков, доломитов, песчаников, конгломератов и микститов с валунами кварцитов.

Описанные зоны разделяются обширными поднятиями, где венд-нижнепалеозойские отложения не накапливались или отчасти не сохранились в результате более поздней эрозии.

Кембрийский этап

В зонах умеренных погружений формировались шельфовые комплексы карбонатного и карбонатно-кремнистого состава (Малокаратауская, Чаткальская и Актау-Джунгарская зоны). Так, в Малом Каратау карбонатно-кремнистая фосфатоносная пачка низов кембрия вверх по разрезу сменяется мощной (свыше 3000 м) толщей мелководных доломитов и известняков, нередко биогенных (водорослевых), включающих все три отдела кембрия. Для стратиграфии в таких толщах наибольшее значение имеют находки трилобитов, по которым выделены все ярусы сибирского стратотипического разреза. Аналогичные разрезы, отличающиеся лишь деталями строения и меньшей мощностью, развиты в Актау-Джунгарской зоне и в Чаткальской зоне (см. рис. 23).

Киргизско-Терскейская офиолитовая зона в кембрии представляла собой, по-видимому, область активного формирования океанической коры, возможно, с переходом в островодужную стадию развития; в ассоциации с серпентинитами и габбро здесь развиты подушечные базальты и спилиты с прослоями кремней, вулканомиктовые песчаники, андезитовые порфириты, туфы. Отмечаются кембрийские конодонты и губки, позднекембрийско-тремадокские брахиоподы и трилобиты и др.

Наименее ясен характер раннепалеозойского осадконакопления в Кокчетавском массиве и на Северном Тянь-Шане. На западе этих районов, по-видимому, существовали участки островной

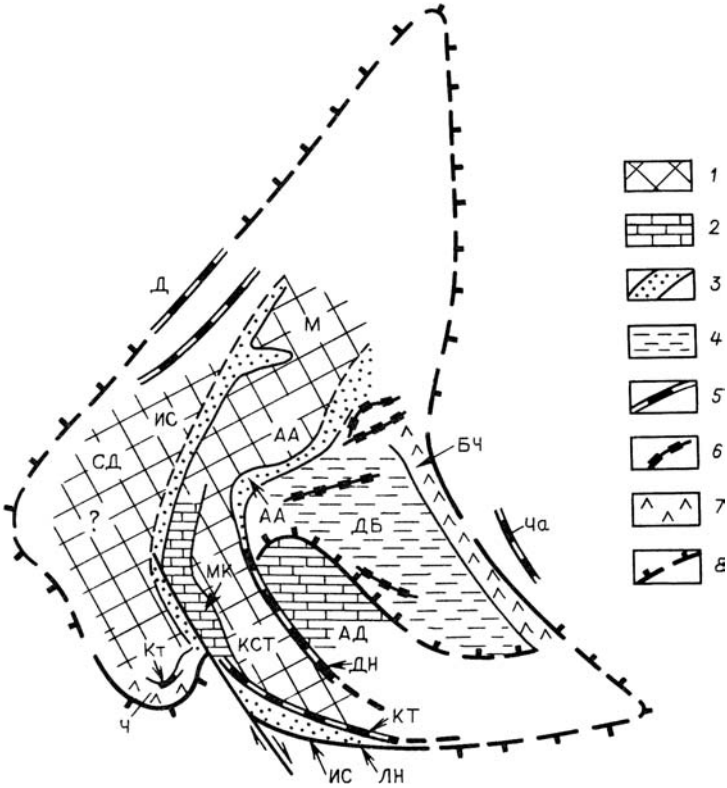


Рис. 23. Структурно-формационная зональность Казахско-Киргизского континента для вендско-среднеордовикского времени (без палинспастической реконструкции):

1 — зоны поднятий с маломощными отложениями венда; *2* — зоны умеренно погруженные вендских грабенов и кембрийско-среднеордовикских шельфовых карбонатных фаций; *3* — зоны глубокого погружения вендских и кембрийских грабенов, перекрытые кембрийско-среднеордовикскими батиальными фациями; *4* — зоны развития кембрийско(?)-среднеордовикских глубоководных осадков океанического бассейна; *5* — вендские (?), кембрийские и ордовикские офиолитовые сутурные зоны (возможно, границы между микроконтинентами); *6* — кембрийско-ордовикские офиолиты в поднятиях меланократового фундамента; *7* — кембро-ордовикские островодужные отложения; *8* — границы континента

Структурно-фациальные зоны:
Д — Денисовская, СД — Сырдарьинская, ИС — Ишимо-Сарыджазская, МК — Малокаратауская, Кт — Каратерекская, Ч — Чаткальская, КСТ — Кокчетавско-Северотяньшанская, КТ — Киргизско-Терскейская, ДН — Джалаир-Найманская, АД — Актауско-Джунгарская, АА — Акдымско-Атасуйская, ДБ — Джунгаро-Балхашская, БЧ — Бощекуль-Чингизская, Ча — Чарская, М — гипотетический Маньсийский массив, ЛН — линия Николаева

суши, вблизи которых формировались терригенные кремнистые, терригенно-карбонатные осадки, как мелководные, так и относительно глубоководные, мощностью до 1000 м и более, лишь частично сохранившиеся от средне-позднепалеозойской эрозии.

На периферии Кокчетавского массива и на Северном Тянь-Шане (Ишкеольмесская, Ерментауская, Селетинская подзоны)

в кембрии (вероятно, среднем – позднем) проявились процессы рифтогенеза и деструкции континентальной коры с образованием узких прогибов (грабенов?), в которых накапливались мощные, до 1500—2000 м, вулканогенные толщи базальтового и трахибазальтового состава, сходные с вулканитами континентальных рифтов. Растяжение возникло в тылу и на фланге заложившейся в это время Бощекуль-Чингизской островной дуги, продолжение этого процесса привело к образованию ордовикской океанической Джунгаро-Балхашской задуговой впадины. Более или менее достоверные сведения о заложении Бощекуль-Чингизской островной дуги относятся к среднему кембрию. Но в основании разреза этой структуры отмечаются предположительно вендско-раннекембрийские яшмово-спилитовые, известняково-сиалитовые толщи, принадлежащие офиолитовой ассоциации. С конца раннего – начала среднего кембрия, в течение всего кембрия и ордовика, в этой зоне накапливались мощные андезитоидные толщи островной дуги (подробнее см. раздел «Ордовик»).

Ордовикский этап

В первую половину ордовика (тремадок – лланвирн) структурный план территории частично сохранял черты, сформировавшиеся в венд-кембрийское время. В Ишимско-Сарыджазской и Чаткальской зонах сохранялись глубоководные прогибы с накоплением конденсированных (150—200 м) для всего нижнего ордовика глинистых, глинисто-кремнистых осадков.

На территории Киргизско-Терскейской офиолитовой зоны в первой половине ордовика продолжалось, как и в кембрии, формирование вулканогенно-кремнистых толщ, в том числе вулканитов известково-щелочного и толеитового рядов.

Вулканические процессы в Джалаир-Найманской зоне развития офиолитов в первой половине ордовика были значительно менее активными. Здесь преобладают терригенные отложения с прослоями туфов, основных и кислых эффузивов. По-видимому, океанической впадины в это время здесь уже не существовало.

Наиболее активно субдукционный вулканизм проявился в лландейльско-карадокское время в Кокчетав-Северотяньшанской зоне — по-видимому, в ее осевой части (Степнякская, Тенизская, Бетпакдалинская зоны), а также в хребте Кунгей Алатау, а в ашгиллии он переместился на западную окраину континента (Ишимская, Байконурская, Марьевская зоны). В позднем ордовике островные поднятия частично превратились в интенсивно размываемую горную сушу, а среди терригенных осадков, которые можно рассматривать как молассы, широко распространены конгломераты; появляются красноцветные осадки и местами остатки наземной флоры.

В основании осадочных толщ Джунгаро-Балхашской зоны,

представляющей собой задуговый бассейн, залегают офиолиты. Офиолиты перекрываются и, возможно, частично латерально замещаются терригенными (граувакковыми), терригенно-туфогенно-кремнистыми и терригенно-флишевыми толщами больших мощностей. Задуговый спрединг сменился заполнением образовавшейся задуговой впадины мощными осадками (этот процесс продолжался, затухая, вплоть до позднего палеозоя).

Силурийский этап

К силурийскому времени большая, западная, часть региона, приобрела континентальное строение и испытала общие поднятия и размыв. Осадконакопление продолжалось преимущественно в трех зонах (рис. 24): *Ерементау-Чуилийской*, *Бощекуль-Чингизской* и *Джунгаро-Балхашской*. Нижний силур развит также в Чаткальской зоне. Нижняя граница силура в некоторых районах согласна с ордовиком. Представительный непрерывный разрез по-

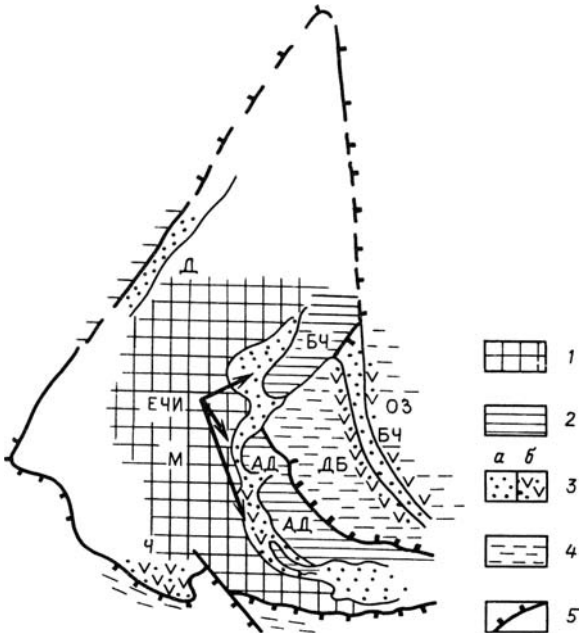


Рис. 24. Структурно-формационная зональность Казахско-Киргизского континента и соседних районов в силуре (без палинспастических реконструкций):

1 — стабильно поднимавшаяся часть континента; *2* — зоны континентального склона; *3* — краевые терригенные (*а*) и вулканогенно-терригенные (*б*) нестабильные впадины; *4* — бассейны с океанической корой; *5* — границы континента

Зоны: — ядро континента, Ч — Чаткальская, Д — Денисовская, ЕЧИ — Ерементау-Чуилийская, АД — Актау-Джунгарская, ДБ — Джунгаро-Балхашская, БЧ — Бощекуль-Чингизская, ОЗ — Обь-Зайсанская

граничных слоев с обильной бентосной и граптолитовой фауной описан в Чу-Илийских горах.

В Ерементау-Чуилийской зоне, располагавшейся по периферии поднятого континента, накапливались молассовые красноцветные и пестроцветные серии, быстро замещавшиеся к востоку сероцветными морскими терригенными и карбонатно-терригенными молассами. Далее к востоку молассы сменялись мощными (4500 м, местами более) флишоидными глубоководными толщами, заполнявшими Джунгаро-Балхашскую тыловодужную впадину. Возможно, что во внутренних частях впадины продолжался тыловодужный спрединг с образованием яшмо-диабазовых толщ мощностью 2500—3000 м и более.

В Бощекуль-Чингизской зоне продолжали накапливаться комплексы островной дуги. В составе комплексов появляются черты, характерные для поздних, зрелых стадий развития островных дуг: область сноса расширяется, силурийские отложения часто лежат с размывом на более древних; андезитоидные серии приобретают отчетливо щелочной характер; вулканизм, начиная с венлока, происходил в наземной обстановке; наряду с терригенно-флишоидными сериями возникают мелководные молассы, нередко красноцветные.

На южной периферии высоко стоящего размываемого континента нижнесилурийские отложения развиты в Чаткальской зоне Киргизии, где они представлены лишь мелководными груботерригенными толщами с потоками лав андезито-дацитового, андезитового, спилитового состава. Мощность до 3000 м. К концу силура образовался Казахско-Киргизский континент.

Девонский этап

В течение девона в эпикаледонской части Казахско-Киргизской складчатой страны наиболее крупным структурным элементом продолжал оставаться Казахско-Киргизский континент. Поднятия, характерные для силура, сменялись во внутренних частях континента погружениями: начал формироваться осадочный чехол. На краях континента, обращенных к океаническим впадинам, в течение раннего, среднего и начала позднего девона существовали (или возникали эпизодически) вулкано-плутонические пояса с известково-щелочным вулканизмом, связанные с зонами субдукции. Наиболее крупный и хорошо изученный пояс — Казахстанский. Он наложился не только на край континента, но и на сочлененную с ним зрелую Бощекуль-Чингизскую островную дугу. Наложенный характер девонских образований подчеркивается почти повсеместно развитыми резкими несогласиями в их основании. Лишь в центральных частях Джунгаро-Балхашской зоны наблюдается согласное залегание девона на силуре.

В Северном Тянь-Шане широко распространены нижнедевон-

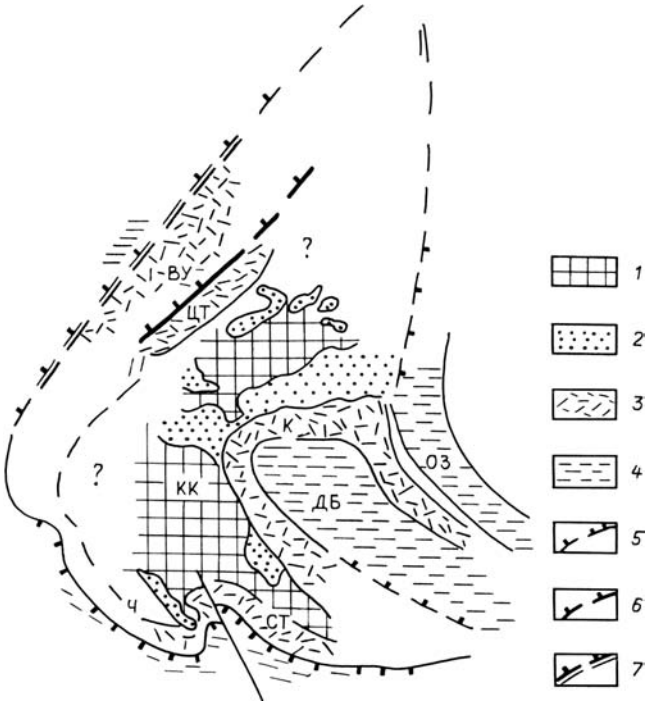


Рис. 25. Структурно-формационная зональность Казахско-Киргизского континента и смежных районов в девоне (без палинспастических реконструкций):

1 — континентальные поднятия; *2* — континентальные впадины с груботорригенными осадками; *3* — краевые вулкано-плутонические пояса с щелочно-известковым вулканизмом; *4* — бассейны с океанической и переходной корой и морскими терригенными, отчасти глубоководными осадками; *5* — стабильные границы континента; *6* — границы континента в нижнем – среднем девоне; *7* — то же — в верхнем девоне

КК — Казахско-Киргизский континент; вулкано-плутонические пояса: К — Казахстанский, СТ — Северотяньшанский, Ч — Чаткальский, ЦТ — Центрально-Тургайский, ВУ — Восточноуральский (сформирован только в верхнем девоне), ДБ — Джунгаро-Балхашская зона, ОЗ — Обь-Зайсанская зона

ские вулканиты преимущественно среднего состава, с прослоями кремнистых и глинистых сланцев. В Срединном Тянь-Шане широко развиты континентальные терригенные красноцветные осадки мощностью от 300 до 2000 м, с остатками средне-верхнедевонских рыб, согласно перекрытые фаменскими известняками с прослоями доломитов, ангидритов, гипсов, мощностью от 50 до 1500 м.

Комплексы западной окраины Казахско-Киргизского континента изучены бурением в неглубоко погруженном фундаменте Тургайского прогиба, разделяющего сейчас Урал и Казахстан. Здесь также выделяется краевой вулканический пояс, эффузив-

ная деятельность в пределах которого происходила в течение всего девона (рис. 25).

В центральной части континента — в Джезказган-Улытауском и Сарысу-Тенгизском районах нижний – средний девон сложен континентальными осадками: пестро- и красноцветными грубоотеррригенными молассами во внутренних частях континента и преимущественно вулканогенными в пределах Казахстанского вулкано-плутонического пояса. Роль вулканогенных отложений в восточном направлении возрастает постепенно.

Верхнедевонские отложения в низах представлены грубыми красноцветными континентальными отложениями, а в верхах — морскими известняками (переход в разрезе постепенный).

В верхнем палеозое, однако, начались новые орогенические

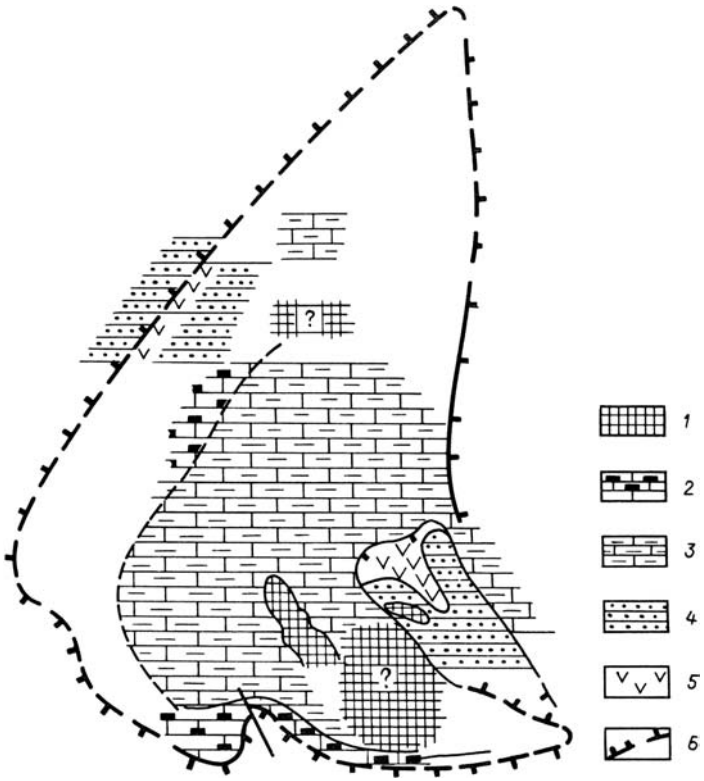


Рис. 26. Палеогеографические особенности Казахско-Киргизского континента в фаменско-турнейское время:

1 — поднятия; *2* — мощный шельфовый карбонатный чехол; *3* — тонкий шельфовый карбонатный чехол; *4* — мощные терригенные осадки, частично глубоководные; *5* — андезиты, андезито-базальты; *6* — границы континента

деформации, которые захватили не только герцинские подвижные зоны, но и активизировали разделяющий их эпикаледонский континент, что привело к резкому изменению характера осадконакопления (рис. 26).

Каменноугольно-пермский этап

В течение каменноугольной эпохи Казахско-Киргизский континент через новообразованные субконтинентальные структуры восточных зон Урала на западе и Алтае-Саянской области на востоке постепенно слился сначала с Европейским (Еврамерийским) и затем с Сибирским континентами. Последовательность этого процесса отражена в развитии флоры и фауны: в первой половине среднего карбона в Казахстан проникли представители европейской флоры; во второй половине периода здесь появились и сибирские элементы.

Нижнекаменноугольные отложения большей, срединной части Казахско-Киргизского региона связаны постепенными переходами с фаменскими и представлены сравнительно маломощными слоистыми известняками и карбонатно-терригенными отложениями с обильной морской фауной фораминифер, брахиопод, конодонтов.

На Северном Тянь-Шане нижний карбон, как и подстилающий фамен, представлен терригенными отложениями, мощностью в первые (1—3) км, нередко пестро- и красноцветными, с прослоями известняков; толщи содержат как флору, так и морскую фауну (брахиоподы, фораминиферы).

В визейско-серпуховское время произошло заложение новых вулкано-плутонических поясов на периферии континента — в *Джунгаро-Балхашской*, *Чаткальской* и *Тургайской* областях (рис. 27). Последние две области, возможно, соединены в *Урало-Тяньшанский вулканический пояс*.

Заложение краевого вулкано-плутонического пояса происходило первоначально в прибрежно-морских условиях в течение визе-серпуховского времени. Одновременно с этим в центральной части континента на фоне регрессии происходило возникновение размываемых территорий и паралических угленосных бассейнов, имеющих в современной структуре субмеридиональное расположение. Из них наиболее крупный, Карагандинский, продолжал свое развитие в позднем палеозое.

В *Тенгизско-Сарысуйской мегазоне* в среднекаменноугольно-пермское время формировались мощные (до 4,5 км) серо- и красноцветные соле- и меденосные терригенные толщи; для Карагандинской впадины на востоке этой зоны характерны лимнические угленосные отложения среднего карбона, сменившиеся в позднем карбоне – ранней перми грубой молассой. Толщи, кроме угленосных, формировались в условиях сухого и жаркого климата;

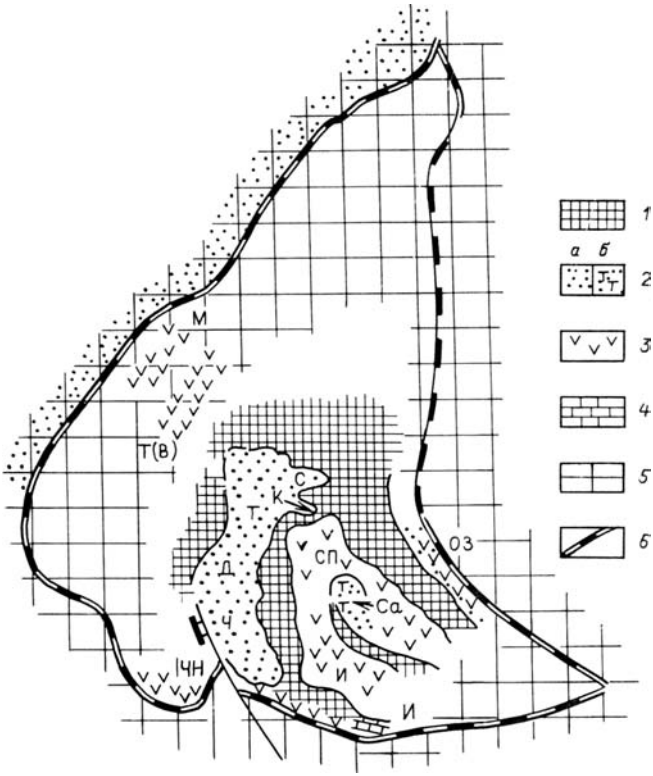


Рис. 27. Структурно-формационная зональность Казахско-Киргизского континента в течение верхнего палеозоя (коллизионная стадия развития):

1 — эродируемые среднекаменноугольно-пермские внутренние поднятия; *2* — терригенные осадки: *а* — молассы, *б* — прибрежно-лагунные туфогенно-терригенные отложения; *3* — вулкано-плутонические комплексы; *4* — карбонатные разрезы; *5* — верхнекаменноугольные пермские краевые орогенические поднятия, связанные с коллизией; *6* — сутурные зоны — границы сталкивающихся континентов

Структурные зоны: М — Магнитогорская, Т(В) — Тургайская (Валерьяновская), ЧН — Чаткало-Нарынская, С, К, Т, Д, Ч — Тенгизско-Сарысуйская мегазона; зоны: С — Сарысуйская, К — Карагандинская, Т — Тенгизская, Д — Джезказганская, Ч — Чуйская, СП, Са, И — Балхашско-Илийская мегазона; зоны: СП — Прибалхашская, Са — Саякская, И — Илийская; ОЗ — Обь-Зайсанская мегазона

бассейны осадконакопления представляли собой межгорные впадины, разделенные интенсивно размывавшимися поднятиями.

В Срединном и Северном Тянь-Шане, начиная со среднего карбона до конца палеозоя, в очень сложной палеогеографической обстановке формировались пестроцветные (эпизодически — сероцветные) угленосные отложения с прослоями и пачками морских известняков с мощными вулканогенными толщами.

В *Балхашско-Илийской мегазоне* формировался обширный вулкано-плутонический пояс, в котором преимущественно в кон-

тинентальных условиях накапливались мощные известково-щелочные вулканиты, их туфы, терригенные породы с остатками флоры.

Отложения мезо-кайнозоя носят континентальный характер.

Обь-Зайсанская складчатая зона ограничивает описанную выше область Центрального Казахстана с востока. В этой зоне наиболее древние палеозойские толщи представлены основными вулканитами и кремнистыми породами, содержащими остатки радиолярий предположительно раннепалеозойского и силурийского возраста. Можно считать, что возраст толщ определен очень приблизительно. На том же стратиграфическом уровне или выше расположена тектонически обособленная толща переслаивания карбонатных пород и кремней с брахиоподами силура и раннего девона.

Вулканогенные толщи перекрываются девонским терригенным комплексом, состоящим из песчано-алевролитовых, туфогенных пачек с гравийными горизонтами, с прослоями яшм и линзами глыбовых микститов. Мощность комплекса достигает 3000 м. Ранний карбон представлен песчаниками с горизонтами олистостромов.

Верхнепалеозойские отложения, начиная со среднего карбона, сохранились в отдельных сравнительно небольших впадинах, но представлены мощными терригенными и вулканогенными толщами — как морскими, так и континентальными, характеризующими коллизионный этап развития системы. Наиболее широко представлены терригенные угленосные толщи, мощностью от 600 до 4500 м, развитые в интервале от серпуховского яруса до верхней перми включительно. Местами угленосные толщи замещаются вулканитами: андезитами, дацитами, их туфами (серпуховский ярус – средний карбон); дацитами, липаритами и их туфами (верхи карбона – нижняя пермь); базальтами, трахибазальтами (верхняя пермь – триас). Последние принадлежат трапповой формации. Мощность вулканогенных толщ 1700 м.

К триасу относят глины и аргиллиты с остатками рыб, остракодами и флорой. Здесь же встречаются прослои гумусовых углей. Юрские отложения сохранились только во впадинах; с озерными отложениями связаны местонахождения растений, насекомых, моллюсков и позвоночных юрского возраста. Меловые и кайнозойские отложения проявлены исключительно в континентальных фациях.

Полезные ископаемые

Территория Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня богата полезными ископаемыми. Казахстан занимает одно из первых мест в стране по добыче *черных*, *цветных* и *редких металлов*, *угля*, *фосфоритов* и других полезных ископаемых. По

существу, не осталось такого элемента в таблице Менделеева, месторождение которого не было бы открыто в Казахстане.

В железистых кварцитах докембрия Улытау известно Карсакпайское месторождение магнетитовых руд. В кремнисто-глинистых и карбонатных породах нижнего карбона находятся месторождения гематита и магнетита Атасуйской группы. *Полиметаллические* месторождения известны в Северном Тянь-Шане (Турланское и др.).

В Центральном Казахстане расположено Джезказганское месторождение *медных руд*. Оруденение Джезказгана связано с песчано-сланцевой толщей карбона и с толщей конгломератов и аркозовых песчаников девонского возраста. С кислыми изверженными породами связано Коунрадское месторождение меди. Медные месторождения известны в Тянь-Шане (на северном склоне Кураминского хребта), где они приурочены к вторичным кварцитам.

Вольфрамовое, молибденовое и *оловоносное* оруденения в Центральном Казахстане связаны с гранитами пермского возраста. Месторождения сосредоточены в кварцевых жилах и зонах грейзенов. В Северном Тянь-Шане открыто Каратауское месторождение *ванадия*, приуроченное к кремнисто-углисто-глинистым сланцам кембрийской системы.

Золотое оруденение в Центральном Казахстане связано с интрузивными породами докембрия. Рудопроявления известны в Кокчетавском массиве и Степнякской зоне.

В Северном Тянь-Шане обнаружены запасы *фосфоритов* в среднекембрийских отложениях Каратауского антиклинория.

Наиболее известное месторождение *каменного угля* — Карагандинское. Угленосная толща образована отложениями карбона. В Центральном Казахстане известны также Экибастузское и Тениз-Коржункульское месторождения каменного угля карбонового возраста. В Казахстане и Тянь-Шане имеются бурые угли рэт-юрского возраста (Бурлукское, Байконурское, Карагандинское и др.).

В девонских и пермских отложениях Джезказгано-Чуйской впадины присутствуют *гипсы* и *каменная соль*.

Вопросы для самопроверки

1. Границы и основные структурные элементы Казахско-Киргизской складчатости.
2. Какие основные этапы можно выделить в истории геологического развития региона?
3. Геологическое строение Обь-Зайсанской складчатой области.
4. Полезные ископаемые региона.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Положение границы и основные структурные элементы

К юго-западу от Сибирской платформы между нею и Казахско-Киргизской складчатой областью находится сложно построенная Алтае-Саянская область. На севере она погружается под чехол Западно-Сибирской плиты, ее южное продолжение находится за границей СССР. Регион объединяет палеозойские складчатые дуги (байкальского, салаирского, каледонского и герцинского этапов) от хр. Калба до Западного Саяна и от Тувинской впадины до Колывань-Томской складчатой мегазоны. С востока область ограничена юго-западным склоном Восточного Саяна.

В пределах рассматриваемого региона (рис. 28) выделяются (от древних к молодым) следующие структурные зоны:

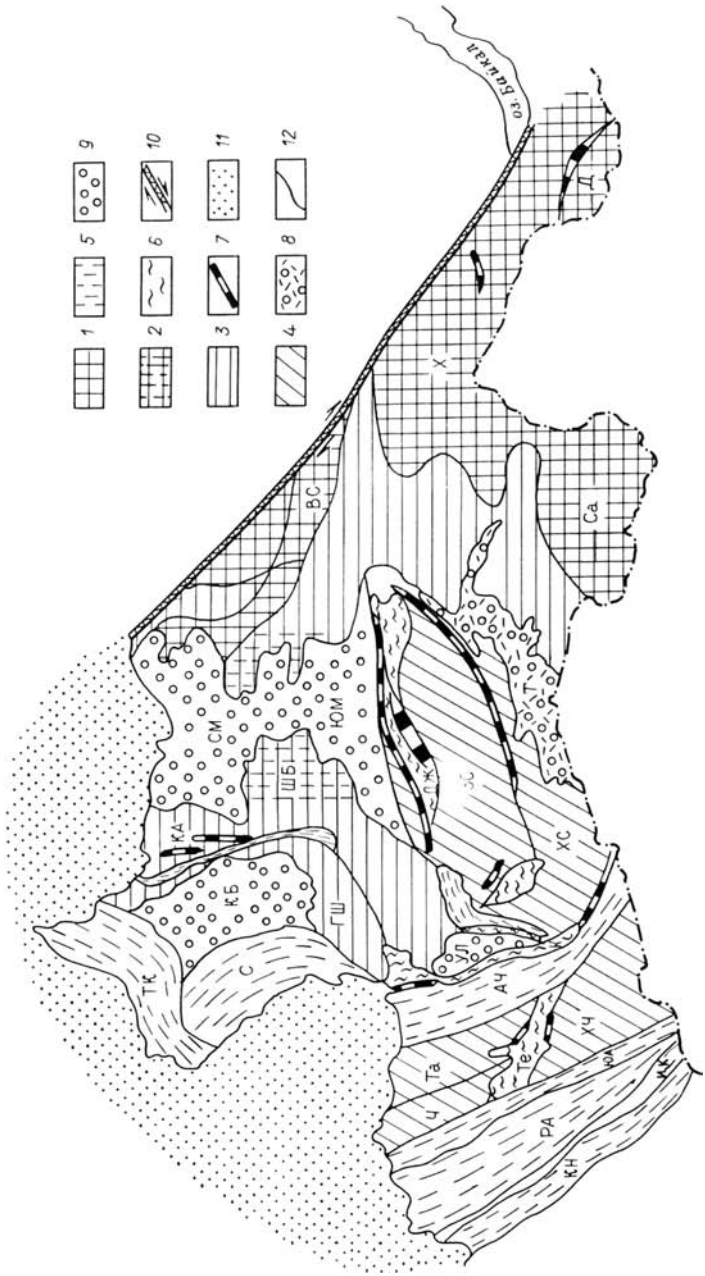
1. Салаириды (ранние каледониды): *Восточно-Саянская мегазона* (ВС), *Сангиленская* (Са), *Хамардабанская* (Х), *Шорско-Батеневская* (СБ), *Кузнецкий Алатау* (КА), *Горная Шория* (ГШ), *Джидинская* (Д) зоны.
2. Поздние каледониды: *Западный Саян* (ЗС), *Талицкая* (Та), *Хемчикско-Систигхемская* (ХС), *Холзунско-Чуйская* (ХЧ), *Чарышская* (Ч) зоны.
3. Герциниды: *Калба-Нарынская* (КН), *Иртышско-Курчумская* (ИК), *Рудноалтайская* (РА), *Южно-Алтайская* (ЮА), *Анюйско-Чуйская* (АЧ) зоны.
4. Метаморфические зоны дискуссионной природы и возраста: *Теректинская* (Те), *Курчумская* (К), *Джебашская* (Дж).
5. Унаследованные бассейны, заполненные молассоидами ордовика – девона: *Тувинская* (Е), *Уйменско-Лебедская* (УЛ) *впадины*.
6. Наложенные бассейны, заполненные девонско-верхнепалеозойскими молассоидами: *Североминусинская* (СМ), *Южно-Минусинская* (ЮМ) впадины, *Кузнецкий* (Кб) *бассейн*.

История геологического развития

Архейско-протерозойский этап

Докембрийские образования особенно широко представлены в восточной части региона, где выделяются как архей, так и протерозой.

Архейские отложения присутствуют в западной части Хамар-Дабанской зоны; небольшие участки, относимые к архею, известны и в других частях рассматриваемой территории. В Хамар-Дабане к архею относится мощный комплекс гнейсов, кристаллических сланцев и карбонатных пород. Архейские образования выделены условно в Кузнецком Алатау, где они представлены


оз. Байкал
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
Д
Х
ВС
Са
СМ
ШБ
ЮМ
Т
КА
КБ
ГШ
С
ТК
ХС
УЛ
АЧ
Ч
Та
Те
ХЧ
РА
КН
ЮМ
КК

преимущественно двуслюдными сланцами и плагиоклаз-амфиболитовыми гнейсами мощностью несколько километров.

Протерозойские отложения выделяются во всех крупных регионах этой области; в Восточносаянской и Западносаянской зонах, в Кузнецком Алатау, Горной Шории в Туве, Горном Алтае (Хользуно-Чуйская, Галицкая, Чарышская зоны) и на Салаире. Представлены они породами разного состава и разной степени метаморфизма. Наиболее полный и мощный разрез протерозоя изучен в восточной половине Восточного Саяна. Нижний протерозой представлен толщей кварц-биотитовых и кварц-серицитовых микросланцев и зеленых сланцев, среди которых залегают прослои мраморов и доломитов. Далее следует существенно карбонатная толща, разделенная на ряд серий и свит. Выше развиты карбонатные сланцы с кварцем, хлоритом и другими минералами, вулканогенные породы — туфы и туфопесчаники, туфобрекчии. Довольно пестрым составом характеризуется рифей. Нижняя его часть сложена в одних районах карбонатными породами — мраморами, известняками, доломитами, в других — терригенными породами, состоящими из метаморфизованных песчаников, кварцитов, слюдистых и гранат-слюдистых сланцев с прослоями мраморов, железистых кварцитов. Мощность протерозойских отложений достигает 15 км.

Большие площади протерозойские отложения занимают в Восточной Туве. Особенно хорошо изучены отложения этого возраста в Сангиленской зоне. Нижний протерозой образован гнейсами в амфиболитовой фации с прослоями мраморов и джеспилитов мощностью до 5 км. Верхний протерозой несогласно перекрывает нижний и сложен карбонатными и терригенными породами в зеленосланцевой фации.

Вендско-ордовикский этап

Венд и кембрий. Граница вендских и нижнекембрийских отложений в этом регионе обычно проводится с большим трудом из-за довольно слабой изученности. Структурно-формационная

Рис. 28. Тектоническая зональность Алтае-Саянской складчатой системы:

1–2 — салаириды (ранние каледониды): *1* —поднятые, *2* — опущенные, докембрийские массивы; *3–6*: складчатые зоны; *4* — поздние каледониды; *3* — ранние каледониды; *5* — варисциды; *6* — метаморфические зоны дискуссионной природы и возраста; *7* — офиолиты в сутурных зонах и аллохтонах; *8* — унаследованные бассейны, заполненные молассоидами ордовика – девона; *9* — наложенные бассейны, заполненные девонско-верхнепалеозойскими молассоидами; *10* — Восточно-Саянский глубинный разлом (сдвиговая сутурная зона?); *11* — осадочный чехол Западносибирской плиты; *12* — границы структурно-формационных зон

Структурные зоны: КН — Калба-Нарынская, ИК — Иртышско-Курчумская, РА — Рудноалтайская, ЮА — Южноалтайская, ХЧ — Холзунско-Чуйская, Ч — Чарышская, Та — Талицкая, Те — Теректинская, АЧ — Анюйско-Чуйская, К — Курчумская, ГШ — Горная Шория, С — Салаир, ТК — Томь-Колыванская, КА — Кузнецко-Алатауская, ШБ — Шорско-Батеневская, ХС — Хемчикско-Систигхемская, ЗС — Западно-Саянская, Са — Сангиленская, Х — Хамардабанская, Д — Джидинская; ВС — Восточно-Саянская мегазона.

Впадины: КБ — Кузнецкий бассейн, УЛ — Уйменско-Лебедская, СМ — Североминусинская, ЮМ — Южноминусинская, Т — Тувинская

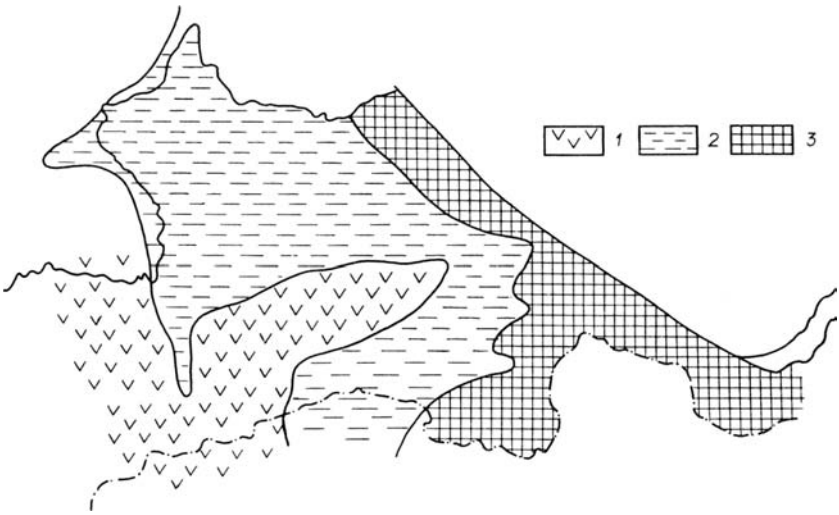


Рис. 29. Структурно-формационная зональность Алтае-Саянского региона в венд-ско-ордовикское время (без палинспастических реконструкций):

1 — Озерно-Алтайско-Джидинская (океаническая) зона, возможно с небольшими террейнами; *2* — Шорско-Батеневская зона с переходным типом коры, возможно с некоторыми аллохтонами из первой зоны; *3* — Тувино-Монгольская континентальная зона с некоторыми аллохтонами из первых двух зон

зональность региона, характерная для каледонского этапа его развития, возникла в венде. Наиболее крупными и важнейшими зонами являются (рис. 29): *Тувино-Монгольская* континентальная, по мнению некоторых авторов, являющаяся продолжением Сибирской платформы, *Шорско-Батеневская* (переходная или окраинно-континентальная), *Озерно-Алтайско-Джидинская* с океаническим типом коры. Некоторые исследователи рассматривают Тувино-Монгольскую зону как микроконтинент, первично удаленный от Сибирской платформы. Указанная зональность с течением времени изменялась, сохраняясь лишь в самых общих чертах: в конце раннего кембрия в Озерно-Алтайско-Джидинской зоне возникли островные дуги, а к концу кембрия важнейшей чертой региона стало развитие флишевых толщ, которые заполняли прогибы, окружающие размываемые поднятия, последние располагались преимущественно на восточном континентальном обрамлении.

Определенные сложности в восстановлении первичной зональности района связаны с метаморфизмом венд-кембрийских осадков, местами превращенных в зеленые сланцы. Дискуссионным остается вопрос о возрасте метаморфических толщ в таких структурах, как *Теректинская* зона обычно рассматривавшихся в качестве «поднятий древнего фундамента» среди дислоциро-

ванных палеозойских толщ. Впрочем, представление о древнем возрасте метаморфитов разделялось не всеми. В последнее время было показано, что в ряде мест эти метаморфиты постепенно переходят в слабо метаморфизованные терригенные породы среднего – верхнего кембрия и перекрываются тектоническими покровами, сложенными породами офиолитовой ассоциации венда – нижнего кембрия. Офиолиты (предположительно того же возраста) встречаются и среди блоков метаморфизованных олистостромов.

Особенности разрезов венда – кембрия всех трех указанных зон могут быть охарактеризованы достаточно определенно. В *Тувино-Монгольской* (континентальной) зоне, так же, как и в Присаянской части Сибирской платформы, разрез отложений венда начинается толщей терригенных пород, залегающих с размывом и несогласием на более древних толщах. Во многих случаях подстилающие толщи сильно смяты, метаморфизованы и пронизаны интрузиями гранитов. Терригенные вендские отложения, образованные за счет размыва этого гранитизированного фундамента, имеют кварцево-аркозовый состав (преимущественно песчаники, алевролиты; в низах — конгломераты). В виде прослоев присутствуют глинистые сланцы и доломиты. Местами встречаются вулканиты кислого и основного состава, обычно повышенной щелочности. Мощности терригенных и терригенно-вулканогенных толщ резко колеблются, местами достигая 3 км, что связано с их образованием в условиях эпиконтинентального рифтогенеза. В некоторых районах Монголии отмечаются толщи, содержащие пачки тиллитоподобных пород.

Вверх по разрезу вендские терригенные отложения постепенно переходят в преимущественно карбонатные вендско-кембрийского возраста, содержащие подчиненные прослои терригенных пород. Местами, вероятно, над зонами наиболее интенсивного проявления рифтовых процессов, в карбонатных толщах присутствуют кремнистые прослои и фосфориты. Мощности существенно карбонатных толщ достигают 4 км.

Разрезы венд-кембрийских отложений Алтае-Саянской области имеют очень много общего по строению и фауне с разрезами Сибирской платформы. Вместе с тем они имеют свои очень близкие аналоги и в разрезах *Малокаратауской* и *Актау-Джунгурской* зон Казахстана.

Разрезы *Шорско-Батеневской* (переходной к океану) зоны располагаются в сложной по конфигурации полосе, окаймляющей континентальную область. В основании их часто залегают мощные (1500—2000 м) вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи венда и нижнего кембрия, основную роль в которых играют высокотитанистые калиевые базальтоиды и кислые эффузивы повышенной щелочности, относимые к спилито-кератофировой формации. Местами большое значение приобретают тер-

ригенные породы (турбидиты, туфотурбидиты). Наблюдаются переходы этих толщ вверх по разрезу, а местами и по латерали в карбонатные с наличием промежуточных вулканогенно-карбонатных разрезов. Карбонатные толщи венд-кембрийского возраста залегают непосредственно на карбонатных отложениях рифея (?) или на протерозойских метаморфических сланцах складчатого основания. Карбонатные разрезы венда – кембрия по ряду признаков сходны с разрезами континентальной зоны: это мощные (1500—3000 м) толщи слоистых карбонатов с черными кремнями и фосфоритами. Иногда отложения марганценосны; заметную роль играют доломиты; большое распространение получают обвальные карбонатные брекчии, карбонатные турбидиты.

Вендско-кембрийские образования *Озерно-Алтайско-Джидинской* (океанической) зон представлены преимущественно вулканогенными толщами, залегающими на меланократовом основании (фундаментом служит гипербазит-габбродиабазовая часть разреза офиолитовой ассоциации). Офиолиты в полном виде представлены преимущественно в пределах узких габброгипербазитовых поясов (см. рис. 28), в аллохтонах. Однако и за пределами этих структур доказано наличие подобного фундамента. Этот фундамент перекрывается обычно толщей спилитизированных толеитовых базальтов. На вулканитах венда и низов кембрия местами залегают тела рифогенных известняков. В конце нижнего кембрия известняки сменяются туфосилицитами и туфотурбидитами; исчезновение известняков, вероятно, свидетельствует о переходе к более глубоководным условиям осадконакопления. К этому времени и в Озерно-Алтайско-Джидинской и, возможно, в Шорско-Батеневской зоне возникли условия субдукции с образованием андезитоидных вулканитов. Разрушение вулканических цепей, созданных над этими зонами, и давало материал для образования в раннем – среднем кембрии так называемых «зеленых туфов» и зеленоватых флишоидов в позднем кембрии, мощность которых достигала нескольких тысяч метров. Поднятие на краю Сибирского континента также приводило к накоплению флишоидных толщ в крупных прогибах, расположенных в пределах всех трех из упомянутых выше зон.

Ордовик. Отложения ордовика, в отличие от протерозойских и кембрийских, в пределах рассматриваемой территории имеют меньшее распространение. В Центральной части Западного Саяна выделяются кембро-ордовикские отложения, которые представлены терригенными комплексами, нередко имеющими флишоидный характер, разделенными на ряд свит. В состав комплексов входят метаморфизованные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и метаморфические сланцы мощностью в несколько километров.

В *Тувинском*, *Уйменско-Лебедском* прогибах и *Анюйско-Чуйской* зоне в течение всего ордовика и до начала девона продол-

жалось мощное осадконакопление как терригенное, так и карбонатное. Наиболее типичный литологический тип осадков верхнего кембрия – нижнего ордовика — флишоиды, представленные олигомиктовыми и субаркозовыми песчаниками и алевролитами, мощностью до 5—6 км. В среднем ордовике они сменяются полимиктовыми терригенными породами. Менее распространенная литологическая разновидность ордовикских пород — известняки, местами образующие прослои или целые пачки среди терригенных пород. Иногда встречаются эффузивы в зонах Кузнецкого Алатау, Салаира и Тувы. Нижняя граница ордовика проводится по появлению характерного комплекса трилобитов.

Силурийский этап

По сравнению с ордовиком площадь развития пород силура заметно сокращена. Силурийские отложения более или менее широко распространены в *Западном Саяне*, *Туве*, в *Анюйско-Чуйской* и *Чарышской зонах* и на *Салаире*. В Западном Саяне они представлены преимущественно мощными терригенно-карбонатными толщами, нередко с конгломератами в основании. В Западной Туве силурийские отложения имеют двучленное строение. Внизу залегают песчаники, сланцы и алевролиты с прослоями известняков, содержащих брахиоподы, кораллы, граптолиты, мшанки. Выше расположена терригенная толща, где фауна бедна. В Анюйско-Чуйской и Чарышской зонах нижнесилурийские отложения характеризуются переслаиванием песчаников, глинистых и известково-глинистых сланцев и известняков, общая мощность достигает 2,5 км. Верхнесилурийские отложения залегают на нижнесилурийских трансгрессивно и местами резко несогласно. В основании иногда залегают базальные конгломераты, а выше расположена довольно однородная толща известняков, нередко мраморизованных.

Характерная особенность силурийского времени — гранитообразование.

Следовательно, в силуре процесс созревания земной коры продолжался: «остаточные» бассейны заполнялись осадками, которые становились все более мелководными или даже континентальными; продолжающиеся процессы субдукции обусловили скучивание земной коры, коллизию континентальных блоков и горообразование, что привело к полному переходу каледонид рассматриваемой территории к континентальному этапу развития с начала девона.

Девонский этап

Нижняя граница девона обычно резкая, обусловленная несогласиями или, по крайней мере, резкими изменениями фациальных

8–6430

условий, что связано с тектонической перестройкой в начале периода. Площадь развития девонских отложений в регионе очень велика, значительно больше, чем для силура. По сравнению с силуром погружение в девоне увеличилось, причем во многих районах оно сопровождалось вспышкой нижне-среднедевонского субщелочного вулканизма. Довольно часто вулканизм характерен для зон рифтогенеза. Такие вулканиты известны как в унаследованных прогибах (Тувинская, Уйменско-Лебедская зоны), так и в наложенных впадинах (Минусинская, Кузбасс, Рудноалтайская зона). Образование вулканитов сопровождалось терригенным осадконакоплением; в восточных районах оно было преимущественно континентальным, с появлением прослоев морских известняков в верхах разреза; на западе — преимущественно морским, хотя в Рудноалтайской зоне терригенно-вулканогенные толщи эйфеля – франа имеют континентальное происхождение.

Девонские терригенно-вулканогенные толщи достигают гигантских мощностей (до 6 км и более). Возможно, что причину возникновения наложенных впадин и развития субщелочного контрастного вулканизма следует искать не в орогенезе, а в риф-

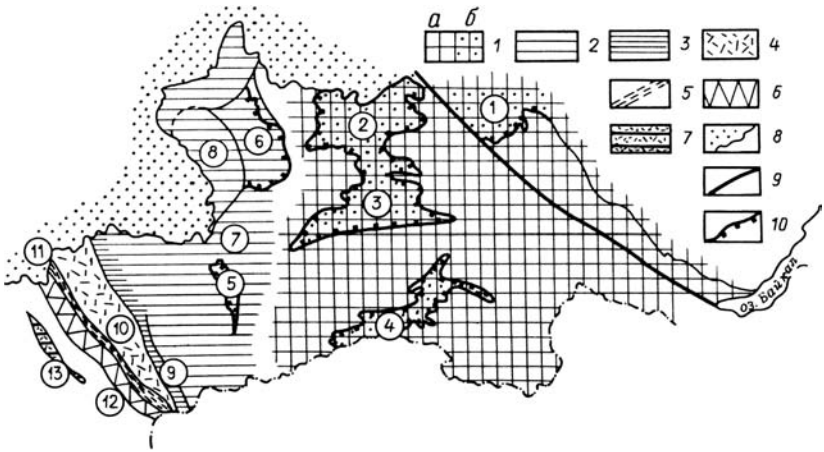


Рис. 30. Палеогеографические особенности Алтае-Саянской складчатой системы и соседней части Сибирской платформы во второй половине девона:

1 — окраина Ангариды: *а* — область преобладающего континентального осадконакопления или эрозии, *б* — осадочные бассейны в их современных границах; *2* — площадь преимущественно шельфового карбонатно-терригенного осадконакопления; *3–6* — структурные элементы зоны субдукции: *3* — вторичный глубоководный бассейн растяжения, *4* — вулкано-плутонический пояс, *5* — зона интенсивных дислокаций, возможно, выход поверхности зоны субдукции, *6* — осадки континентального склона, с олистостромами; *7* — офиолиты и островодужные осадки; *8* — мезо-кайнозойский осадочный чехол Западносибирской плиты; *9* — границы Сибирской платформы; *10* — современные границы наиболее крупных осадочных бассейнов (цифры в кружках):

1 — Канский бассейн, 2 — Североминусинский, 3 — Южноминусинский бассейн, 4 — Тувинский бассейн, 5 — Уйменско-Лебедская впадина, 6 — Кузнецкий (девонско-верхнепермский) бассейн, *7* — северная часть Горного Алтая; 8 — Салаир, 9 — Южноалтайская зона, 10 — Рудный Алтай, 11 — Иртышско-Курчумская зона, 12 — Калба-Нарынская зона, 13 — Чарская зона

тогенезе и в изменении структуры (деструкции) уже созданной континентальной коры.

В позднем девоне или несколько раньше на краю континента возникла зона субдукции (рис. 30), существование которой далее определяло условия осадконакопления в герцинидах Алтая. Здесь, с запада на восток, выделяются: зона внешнего склона с турбидитами и олистостромами, зона интенсивных дислокаций с линзовидными блоками докембрийских (?) метаморфитов; собственно вулканическая дуга с андезитоидами и вулканогенно-осадочными толщами (мощность до 3 км), зона задугового бассейна с флишоидами (до 1—1,5 км) и серией крупных диабазовых даек, свидетельствующих о сохранении условий растяжения в тылу дуги. Наиболее спокойные тектонические условия были в Салаире, на окраинах Кузнецкого бассейна, на севере Горного Алтая, где накапливались преимущественно морские терригенно-карбонатные осадки.

Каменноугольный этап

Области накопления каменноугольных отложений унаследованы от девона; карбон в основном известен на Рудном Алтае, в Кузнецком бассейне и его обрамлении, в центральных частях Минусинской и Тувинской впадин. Но площади его развития по сравнению с девоном сокращаются, что определяется усилением герцинских орогенических движений в связи с переходом от субдукции к коллизии Сибирского и Казахско-Киргизского континентов. С этим же связано быстрое сокращение вверх по разрезу площадей развития морского нижнего карбона за счет лагунно-континентального. Мощности карбона на менее 2500 м. Он представлен сероцветными терригенно-карбонатными толщами, иногда с небольшим количеством субщелочных вулканитов, выше переходящими в терригенные угленосные отложения.

Пермский этап

В перми продолжался и заканчивался орогенический этап развития Алтае-Саянской области. Пермь представлена в Алтае-Саянской области только континентальными, преимущественно угленосными, отложениями; площадь их по сравнению с карбоновыми сокращена, и они сосредоточены в основном в крупном Кузнецком бассейне. Остальные бассейны очень невелики по площади. Возможно присутствие нижней перми в верхах угленосных комплексов Минусинской и Тувинской впадин.

Пермские отложения Кузбасса составляют верхнюю часть единой пермо-карбоновой угленосной серии, мощность которой оценивается в 5300—8500 м.

Мезозойский и кайнозойский этапы

Все отложения, моложе палеозойских, имеют в пределах рассматриваемого региона ограниченное распространение.

В центральной части Кузнецкой впадины выделены триасовые отложения, имеющие мощность 600—700 м. Они сложены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с мощными силлами базальтов в верхней части разреза и согласно залегают на пермских отложениях.

В Минусинской и Тувинской впадинах известны юрские отложения. Всюду они залегают на подстилающих породах с резким размывом и представлены угленосными песчано-глинистыми толщами, иногда с прослоями конгломератов, и очень редко, с прослоями известняков. Мощность их обычно не превышает несколько сотен метров и лишь в Туве достигает 2 км.

Юрские отложения довольно широко распространены в центральной части Кузбасса и на его северо-западной окраине, в разных районах представлены литологически несколько различными комплексами пород. Чаще всего это конгломераты, песчаники, аргиллиты и алевролиты, угленосные отложения. Мощность их 700—900 м.

В мезозойский этап развития Алтае-Саянская складчатая страна имела платформенный режим; происходили лишь глыбовые движения, при которых прогибы испытывали унаследованное погружение. С этими движениями связано накопление в межгорных впадинах и в Кузнецком прогибе триасовых, а также юрских угленосных отложений. Некоторое обновление испытывали зоны глубинных разломов, по которым изливались базальтовые лавы.

Меловые отложения известны в северо-западной части Кузнецкой впадины и к юго-востоку от Салаирского кряжа в зоне, пограничной с Западно-Сибирской плитой, они сложены внизу белыми и серыми огнеупорными глинами и кварцевыми песками, а выше — красными вязкими глинами, на севере бокситоносными. Мощность этих отложений до 100 м. Неогеновые и четвертичные отложения на границе с Западно-Сибирской плитой, а также в Минусинской впадине сложены маломощной толщей речных, озерных и болотных осадков.

В районе озера Зайсан развит полный разрез палеогена, образующий вместе с неогеном единую терригенную континентальную толщу мощностью более 1,5 км. Неогеновые озерные и озерно-аллювиальные отложения имеют мощность более 300 м и слагают ряд свит, разделенных перерывами. Литологический состав их довольно пестрый — это разнообразные глины и суглинки, песчаники, галечники и пески, ракушечниковые и водорослевые известняки и мергели.

Отложения четвертичного периода представлены, главным об-

разом, терригенными породами различных генетических типов (ледниковые образования, элювий, делювий, пролювий, аллювий).

В кайнозойскую эру во всем рассматриваемом регионе продолжались дифференцированные глыбовые движения. В результате оформился тот сложный рельеф, который наблюдается в настоящее время.

Полезные ископаемые

Алтае-Саянская складчатая область богата *рудными полезными ископаемыми* и *каменным углем*. Месторождения скарново-магнетитовых руд выявлены в Горной Шории (Тельбесское, Таштагольское, Шерегешевское, Темир-Тауское), в Кузнецком Алатау (Тойское, Ампалыкское), в Западном Саяне (Абаканское, Амзасское), в Восточном Саяне (Краснокаменское, Ирбинское), на Алтае (Инское, Белорецкое, Холзунское). Эти месторождения — минерально-сырьевая база черной металлургии Западной Сибири.

Основная ценность Алтая — *полиметаллы*. Они сосредоточены, главным образом, в Рудном Алтае (Лениногорское, Зыряновское, Белоусовское, Сокольное и другие месторождения) и связаны с девонскими осадочно-эффузивными толщами. Полиметаллические руды, кроме сульфидов цинка, свинца и меди, содержат серебро и кадмий.

Вдоль Курчумской зоны смятия в отложениях верхнего девона и нижнего карбона, прорванных гранитоидами, развит медно-пирротиновый тип оруденения (Вавилонское и Корчилинское месторождения).

Вольфрам, *молибден* и *олово* образуют месторождения жильного типа вдоль Иртышской зоны смятия. Хромитовое оруденение известно на Алтае, где оно приурочено к офиолитовым поясам (Букорское и другие месторождения).

Марганцевые руды связаны с кембрийскими отложениями. Наиболее крупное месторождение — Усинское, расположенное в осевой части Кузнецкого Алатау. Оно представлено чередованием серицитов, карбонатных марганцевых руд и известняков. В Салаире находится Дурновское месторождение *марганца*, представленное гнейсами с линзами псиломелановых руд.

В Салаиро-Саянской складчатой стране издавна известны месторождения *золота*, как коренные, так и россыпные. Коренные месторождения связаны с интрузиями диоритов и кварцевых альбитофиров нижнего палеозоя. Важнейшие золотоносные районы: Салаирский Томский, Хакасский, Калбинский.

Ртутно-рудные пояса приурочены к зонам разломов — Салаирским (месторождения Орлинское, Урское, Мавринское), Западносаянским и др.

В Салаире на границе нижнего и среднего девона известны месторождения *бокситов* (Верхнебердский бокситоносный бас-

сейн). В Томь-Колыванском антиклинории в гранитном массиве находится Колыванское месторождение *касситерита*.

Месторождения *хризотил-асбеста* и *нефрита* связаны с офиолитовыми поясами: Кузнецко-Алатауским, Западносаянским, Западнотувинским.

В Кузнецком прогибе расположен *Кузнецкий каменноугольный бассейн*. Основные эксплуатационные горизонты Кузбасса связаны с каменноугольной, пермской и юрскими толщами, в которых заключены высокосортные каменные угли. В Томь-Колыванской складчатой области расположен *Горловский каменноугольный бассейн*, в котором угленосные толщи связаны с карбоном. Значительные скопления углей известны в *Минусинской* (Черногорское месторождение) и в *Тувинской* впадинах (Улугхемское).

Вопросы для самопроверки

1. Назовите и покажите на геологической карте СССР границы и геолого-структурные подразделения Алтае-Саянской складчатой системы.
2. Где и чем представлены докембрийские отложения в пределах рассматриваемого региона?
3. Особенности развития Алтае-Саянской складчатой системы в кембрии.
4. Как широко распространены и чем представлены отложения ордовика в регионе?
5. Назовите основные структурные подразделения, с которыми связано силурийское осадкообразование.
6. Дайте характеристику девонских отложений, развитых в Алтае-Саянской складчатой системе.
7. С какими отложениями на территории региона связано угленакопление?
8. Особенности развития региона в мезо-кайнозойское время.
9. Дайте общую характеристику полезных ископаемых, характерных для Алтае-Саянской складчатой системы.

Глава IV

САЯНО-ЕНИСЕЙСКАЯ ОБЛАСТЬ, ПРИБАЙКАЛЬЕ, ЗАБАЙКАЛЬЕ И ТАЙМЫР

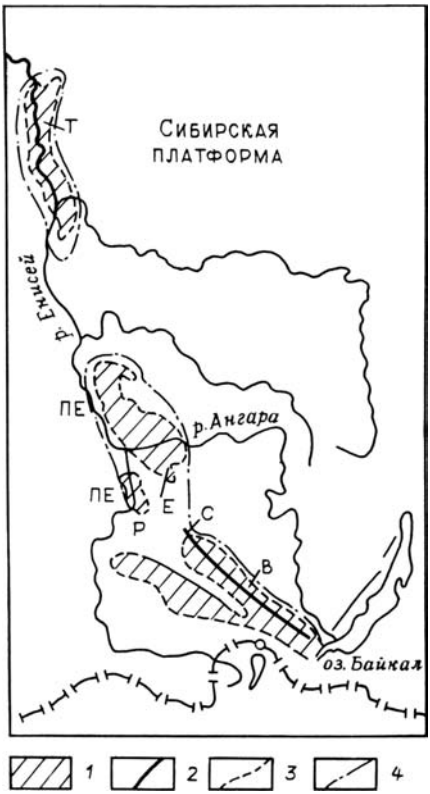
САЯНО-ЕНИСЕЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Саяно-Енисейская область расположена на стыке Сибирской платформы и Урало-Монгольского пояса (рис. 31). Здесь выделяют *Енисейско-Восточносаянскую* складчатую область в основном позднепротерозойских складчатых структур (простирается от южного окончания Байкала до устья Подкаменной Тунгуски) и *Приенисейскую область*, протянувшуюся от г. Красноярска до Гыданского полуострова. Эти области обрамляют с юго-запада и запада Сибирскую платформу.

Рис. 31. Основные структурные элементы Саяно-Енисейской и Приенисейской складчатых областей:

1 — области протерозойской складчатости; *2* — глубинные разломы, *3* — границы поднятых блоков, *4* — границы Енисейско-Восточно-Саянской складчатой области

В — Восточно-Саянское поднятие, Е — Енисейский кряж, Т — Турухано-Норильская складчатая область, С — Саяно-Байкальский разлом, Р — Рыбинская впадина, ПЕ — Приенисейская погребенная область протерозойской складчатости



Енисейско-Восточносаянская область Рыбинской впадиной разделяется на две части — собственно Восточносаянскую и Енисейскую.

Восточносаянская складчато-глыбовая протерозойская область ограничена зонами протяженных глубинных разломов. В составе этой области выделяется ряд крупных горстов, образованных глубокометаморфизованными и гранитизированными породами нижнего архея, слагающими куполовидные структуры различных размеров, между которыми расположены погружения, выполненные вулканогенно-осадочными метаморфизованными образованиями позднего архея (?) и нижнего протерозоя, а также нижнерифейскими молассами. Примыкающий к Восточносаянской области с востока Присаянский прогиб выполнен терригенно-карбонатными и карбонатными слабо дислоцированными (углы падения 1—3°) отложениями верхнего рифея – венда – нижнего кембрия (?). Складчатая глыба Восточносаянского поднятия погружается на северо-западе под Рыбинскую впадину. Эта древ-

няя область сформировалась в позднепротерозойское время и испытала активизацию в среднем палеозое и юре.

Енисейская складчатая область делится на две части — южную, Енисейский кряж, сложенную археем и ранним протерозоем, и северную, Туруханско-Норильскую область, где дислоцированы рифейские отложения. В зоне Енисейского кряжа развиты метаморфические древние комплексы, метаморфизованные до гранулитовой фации (архей), затем до амфиболитовой фации (ранний протерозой). Породы прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов. В структуре региона выделяется ряд антиклинориев и синклинориев. Здесь широко распространены терригенно-карбонатные толщи миогеосинклинального типа, среднего и низов верхнего рифея. Между средним и верхним рифеем намечается перерыв, с которым связано внедрение гранитоидов и складчатость. В краевых частях структуры распространены флишоидные и молассоидные отложения рифея – венда.

В *Туруханско-Норильской* области, сложенной глубоко метаморфизованными отложениями архея и протерозоя, известен массив щелочно-ультраосновных пород пермского возраста. Мезозойские и кайнозойские движения расчленили рельеф области и значительно его эродировали.

Приенисейская область погребена под чехлом фанерозойских отложений на левобережье Енисея от Красноярска до Гыданского полуострова. Ширина ее изменяется от 150—200 км на юге до 300 км на севере. Отдельные исследователи считают, что граница этой области простирается далее на запад до Обской губы. Мощность чехла колеблется от 2 до 10 км. Фундамент вскрывается единичными скважинами. Он несомненно является допалеозойским, так как разрез чехла начинается с палеозоя. Большинство исследователей считает, что вся Приенисейская область имеет позднепротерозойский складчатый фундамент, который непосредственно обнажается в Енисейском кряже и в Туруханско-Норильском районе.

Полезные ископаемые

С архейскими отложениями комплекса основания Саяно-Енисейской области связаны *слюды* (Слюдянское месторождение биотита и флогопита в хр. Хамар-Дабан), *ляпис-лазури* (там же), месторождения *графита* и *апатита* в Восточных Саянах. К рифейским породам главного геосинклинального комплекса приурочены залежи *железных*, *марганцевых* и *полиметаллических* руд (Енисейский кряж). В восточной части Енисейско-Восточносаянской области находится Ангаро-Питский железорудный бассейн, связанный с кембрийскими отложениями. В отложениях венда и кембрия встречаются мощные пластовые залежи *фосфоритов* и *бокситов*. С массивами гипербазитов связаны месторождения *талька*,

асбеста и *титаномагнетита,* со среднерифейскими гранитоидами — месторождения *редких металлов* и *полиметаллов*.

ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ И ЗАБАЙКАЛЬЕ

Комплексы протерозоид Патомского нагорья и Забайкалья, составляющие ближайшее обрамление Сибирской платформы, распадаются на складчатые системы двух типов. К первому типу относятся подвижные системы, являющиеся как бы пограничными между платформенным и геосинклинальным режимом. Байкало-Патомская и Кодаро-Удоканская системы (рис. 32), представляющие данную категорию, отличаются от всех областей геосинклинального развития: 1) набором формаций, близких к платформенным; 2) преимущественным развитием простых синклинорных складок; 3) неравномерным линейно-зональным метаморфизмом зеленосланцево-амфиболитовых фаций.

Второй тип протерозойских складчатых систем характерен для северных районов Забайкалья, представлен формациями геосинклинального режима. Главной по значимости следует считать *Байкало-Витимскую геосинклинально-складчатую систему* (см. рис. 32).

С нею связаны вулканические проявления на разных этапах протерозойского развития. Черты вулканической ортогеосинклинали («эвгеосинклинали») наиболее проявлены в муйской терригенно-вулканической серии. Отложения конца раннего и поздне-

Рис. 32. Схема геолого-структурного районирования Забайкалья, хр. Станового. По *В.А. Амантову, П.М. Хренову*, 1980, упрощено:

Границы:

1 — структурных зон; *2* — с мезозоидами Монголо-Охотской области; *3* — с Сибирской платформой

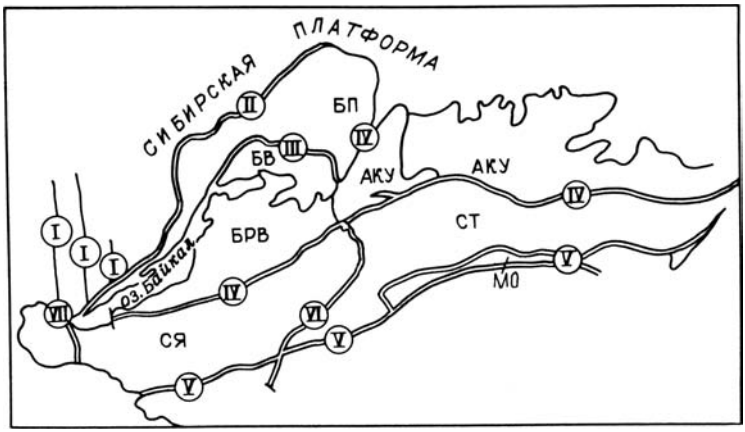


Рис. 33. Схема разломов Забайкалья, хребта Станового и Верхнего Приамурья. По *В.А. Амантову, П.М. Хренову*, 1980:

Главные разломы (структурные швы):
I — Трансазиатский, II — Байкало-Патомский, III — Байкало-Муйский, IV — Байкало-Становой, V — Монголо-Охотский, VI — Оленек-Ононский, VII — Восточно-Саянский

Складчатые области: БП — Байкало-Патомская складчатая система, БВ — Байкало-Витимская складчатая система, БРВ — Баргузино-Витимский массив, СЯ — Селенгино-Яблоновая складчатая область, АКУ — Алданский щит и Кодаро-Удоканская система, СТ — Становая складчатая область, МО — Монголо-Охотская складчатая область

го протерозоя характеризуются преобладанием терригенно-карбонатных формаций, а конец рифея ознаменовался возрождением вулканического пояса. В пределах Прибайкалья и Забайкалья выделяют серию крупных тектонических нарушений.

Одной из наиболее сложных по строению является система разломов *Байкало-Патомского структурного шва* (рис. 33) — краевого шва Сибирской платформы, образующего выпуклую на север дугу. Байкало-Патомский шов ограничивает с запада и севера Байкало-Патомскую систему обрамления Сибирской платформы. По шву Байкало-Патомская система надвинута на платформу. Восточнее Байкало-Патомской системы, сопрягаясь с ней по разломам Оленек-Ононского шва, располагаются Кодаро-Удоканская система и Алданский щит. Байкало-Патомская система отделена от Байкало-Витимской Байкало-Муйским разломом. С юга Алданский щит отделен от Становой области Байкало-Становым структурным швом. Шов является южной границей распространения юрско-раннемеловых угленосных впадин Южно-Якутского бассейна и щелочных пород алданского комплекса. На востоке складчатой области простираются в субмеридиональном направлении Трансазиатский и Восточно-Саянский глубинные разломы. Области протерозойской складчатости отделены от мезозоид Монголо-Охотского пояса крупным одноименным разломом.

История геологического развития

Архей-протерозойский этап

Архейские образования рассматриваемого региона представлены, как правило, кристаллическими породами различного происхождения, слагающими фундамент всех более молодых геологических комплексов.

В Северном Забайкалье и Прибайкалье в протерозое выделяются этапы, разделенные эпохами складчатости, магматизма и метаморфизма.

Первый (удоканский) этап надежно установлен в *Удоканской зоне* Кодаро-Удоканской складчатой системы. Сопоставляемые с ними образования выделяют также в составе структурно-формационных комплексов сопредельных Байкало-Патомской и Байкало-Витимской складчатых систем. Формации этапа — древнейшие среди образований протерозоя и соответствуют нижнепротерозойской подгруппе. Абсолютный возраст гранитоидов и метасоматических образований укладывается в сравнительно узкий интервал времени — 2180—1900 млн лет. В составе выделенной удоканской серии резко преобладают породы ряда алевролит – песчаник.

Ко второму, (кеменскому), этапу отнесены ряды осадочных формаций кеменскои серии Кодаро-Удоканской системы и часть вулканогенных формаций вулканического пояса Байкало-Патомской системы. Кеменский этап завершился массовым гранитообразованием (1800—1870 млн лет), связанным с карельской складчатостью. В составе кеменской серии широко представлены разногалечные конгломераты, алевролиты, песчаники, в том числе медистые, карбонатные осадки.

Вышеназванные этапы характеризуют ранний протерозой. Позднепротерозойский этап наиболее полно представлен в осадочных формациях Байкало-Патомской системы. Он соответствует среднему и позднему рифею.

Монотонные терригенно-карбонатные породы патомской серии слагают прогибы рифея Байкало-Патомской и Кодаро-Удоканской складчатых систем. В Байкало-Витимской геосинклинально-складчатой системе образования патомского этапа представлены вулканогенно-осадочными формациями кварц-кератофирового комплекса.

Венд-среднекембрийский этап

Этот этап выделяется среди прочих многообразием и особенно широким распространением осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, представленных в большинстве структурно-формационных зон региона. В венде – начале кембрия оформился

структурный план для всей территории юго-восточного обрамления Сибирской платформы. Концу рассматриваемого этапа отвечает начало общей регрессии моря, выразившейся в сокращении прогибов, в нарастании роли флишоидных формаций и в габбро-плагиогранитовом плутонизме. Эти события начали проявляться, все нарастая, с конца раннего кембрия и в среднем кембрии.

Приразломные вулканогенные прогибы составляют главную категорию прогибов каледонид Селенгино-Яблоновой области Западного и Центрального Забайкалья.

Позднекембрийский – силурийский этап

Орогенные поднятия, начавшиеся на предыдущем этапе, в позднем кембрии, в ордовике и силуре охватили целиком территорию обрамления Сибирской платформы. Этот этап распадается на стадии — позднекембрийскую – ордовикскую и силурийскую.

Позднекембрийская – ордовикская стадия ознаменовалась дальнейшим нарастанием поднятий в байкалидах и ранних каледонидах *Селенгино-Яблоновой области* и *Баргузино-Витимского массива*. Главными формациями этого времени являются молассовые и пестроцветные молассоидные, а среди магматических — гранитовые.

В силурийскую стадию в областях юго-восточного обрамления Сибирской платформы завершилось формирование каледонид и начались движения варисского этапа.

Крупные плутоны гранитоидов, составляющих главную массу магматических образований позднего кембрия, ордовика и силура, являются наименее изученной группой среди интрузивов юго-восточного обрамления Сибирской платформы. Они принадлежат гранитовой и гранит-гранодиоритовой формациям и образуют два плутонических ареала: Селенгино-Яблоновый и Баргузино-Муйский.

Девон-раннекаменноугольный этап

Девон-раннекаменноугольный этап ознаменовался резким обновлением тектонических форм на всей территории. Интенсивное возрождение претерпели редуцированные к началу девона орогенные сооружения поздних протерозоид – ранних каледонид Селенгино-Яблоновой области и складчатые сооружения Становой области. В каждой из названных областей на всем протяжении этапа формируются сводово-глыбовые сооружения: Селенгино-Яблоновый магматогенный свод и амагматичное, преимущественно глыбовое Становое поднятие. В пределах первого, начиная с девона (но особенно активно в карбоне), развился уникальный по насыщенности гранитоидными интрузиями *Тувино-Забайкаль-*

ский плутонический пояс. Это одна из наиболее значительных в Евразии структур тектоно-магматической активизации. Пояс продолжается далеко за пределами Забайкалья в Северной Монголии, вплоть до южной окраины Тувы.

Активизацией был охвачен и наиболее стабильный Баргузино-Витимский массив, где прежде существовали терригенно-карбонатные миогеосинклинали позднего протерозоя – кембрия. В пределы Баргузино-Витимского массива проникают гранитоиды, связанные с Тувино-Забайкальским плутоническим поясом. Магматические и ультраметаморфические процессы этого времени охватили в Забайкалье территорию, расположенную к северу от Монголо-Охотского шва, что привело к образованию Тувино-Забайкальского плутоногенного комплекса.

Среднекаменноугольный – палеогеновый этап

Этот этап геологического развития региона делится на три стадии; среднекаменноугольно-пермскую, раннетриасовую и позднетриасовую – палеогеновую. Стадии резко различаются масштабом и интенсивностью проявления процессов тектоно-магматической активизации. В среднекаменноугольную – пермскую стадию происходило значительное накопление терригенных формаций в пределах *Монголо-Забайкальской системы*, формировались терригенно-вулканогенные комплексы в *Селенгино-Яблоновой области*. В Забайкалье интенсивно проявилась магматическая деятельность. В раннетриасовую эпоху магматическая деятельность усилилась. Сформировались крупные гранитоидные плутоны в Забайкалье и в Селенгино-Яблоновой области.

В Забайкалье, начиная с позднего триаса и далее, особенно в раннемеловую эпоху, процессы осадконакопления и вулканизма локализуются в своеобразных приразломных впадинах. Здесь выделяют позднеюрскую – раннемеловую терригенную базальт-липаритовую, терригенную трахибазальтовую, терригенную лимническую и угленосные лимническую и молассоидную формации.

В палеогене в Забайкалье доминируют аллювиальные существенно русловые грубозернистые пески и галечники.

Неоген-четвертичный этап

Осадконакопление и вулканизм неогенового и четвертичного периодов отражают особенности развития главных структурных элементов неотектогенеза, унаследованных от предыдущего этапа. На протяжении этого этапа оформляются современные контуры *Байкальской рифтовой системы* и структур типа молодых плит, а также получает выражение в рельефе складчато-глыбовая структура. В этот этап формируется впадина оз. Байкал (рис. 34). Максимум седиментогенеза перемещается в рифтовые впадины,

Рис. 34. Схематический разрез вкрест Байкальского рифта. По *Ю.А. Зорину*, 1971:

1 — осадочные породы, *2* — кристаллические породы, *3* — мантия астеносферы, *4* — астеносфера

где мощность неогеновых отложений достигает 1200—1500 м, четвертичных — 500 м. В структурах типа молодых плит эти мощности меньше примерно в 3 раза. Во впадинах складчато-глыбовых структур неогеновые отложения небольшой мощности развиты спорадически. В составе неогеновых отложений доминируют аллювиальные озерные и озерно-болотные осадки, реже торфяных болот и склоновые. Четвертичные образования в Забайкалье богаты по генетическому составу (аллювиальные, озерные, пролювиальные, делювиальные, ледниковые и др.).

Полезные ископаемые

С метаморфическими комплексами архея Прибайкалья связаны месторождения *графита*, *апатита*, *железа* в железистых кварцитах.

Протерозойский этап ознаменовался становлением месторождений *меди* и *комплексных руд железа*, *титана*, *фосфора* и *ванадия*, *редких земель* и *редкоземельных металлов* и *асбеста*. *Медное оруденение* представлено крупнейшим Удоканским месторождением медистых песчаников, расположенным в центральной части Кодаро-Удоканской краевой системы. Кручининское месторождение комплексных руд *железа*, *титана*, *ванадия* и *фосфора* находится на юго-востоке Селенгино-Яблоновой области. Мамское месторождение *мусковита* связано с пегматитами в жилах нижнепалеозойских гранитных массивов.

Полиметаллическая минерализация обнаруживает связь со структурными швами: Байкало-Муйским (Холоднинское месторождение Олокитской зоны) и Байкало-Патомским (месторождением Прибайкальского полиметаллического пояса).

С начальным проявлением инверсионного магматизма в Селенгино-Яблоновой области связаны месторождения *апатита* (Ошурковский массив). В Забайкалье перспективно Олдокитское же-

лезо-марганцевое месторождение Верхнеангарского района Бурятии.

С позднеюрским – раннемеловым этапом связана обширная группа средне- и низкотемпературных приповерхностных месторождений и рудопроявлений *сурьмы*, *золота*, *мышьяка*, *флюорита* и других полезных ископаемых. Золото-сурьмяно-вольфрам-ртутная формация развита исключительно на территории Восточного Забайкалья и представлена многочисленными рудопроявлениями и рядом месторождений: Балейским (золоторудное), Итакинским (золото-сурьмяное), Солонечным (сурьмяное) и др.

Флюоритовая формация исключительно широко проявлена на территории Забайкалья и образует промышленные месторождения.

С четвертичными отложениями связаны золотоносные россыпи Ленского района, россыпи Станового хребта и Забайкалья. В Восточном Забайкалье известны *оловянные* и *олово-вольфрамовые россыпи* (Былыринская россыпь). Крупное россыпное месторождение технического и *ювелирного агата* (Тулдунское) занимает первое место в СССР по количеству сырья.

Вопросы для самопроверки

1. Геологическое строение Саяно-Енисейской и Приенисейской областей.
2. Полезные ископаемые Саяно-Енисейской области.
3. Положение, границы и основные структурные элементы Прибайкалья и Забайкалья.
4. История геологического развития региона.
5. Полезные ископаемые.

ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

Положение, границы и основные структурные элементы

Таймыро-Североземельская область, находящаяся на северо-западе от Сибирской платформы, является одной из самых труднодоступных и малоизученных областей СССР. Докембрий этой области еще недостаточно изучен, что не могло не сказаться на представлениях об истории ее развития. В настоящее время придерживаются подразделения области на *Североземельскую*, *Северо-Таймырскую* и *Южно-Таймырскую мегазоны*. В Североземельской развиты складчатые кембрийско-девонские отложения. Северо-Таймырская мегазона сложена докембрийскими, а в северной части — кембрийскими осадочными и вулканогенными толщами, регионально метаморфизованными в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Здесь широко распространены ультраметаморфические породы, мигматиты и связанные с ними интрузии гранитов позднего докембрия

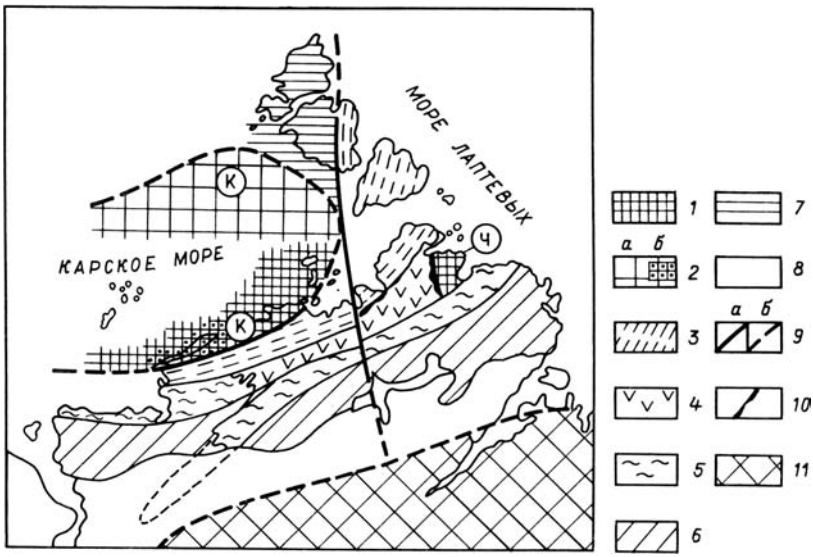


Рис. 35. Схема тектонического районирования Таймыра и Северной Земли. По *Ю.Е. Погребицкому, В.В. Беззубцеву, М.И. Волобуеву, Ю.М. Мальцеву* и др., 1971:

1—2 — срединные массивы (К — Карский, Ч — Челюскинский): *1* — выходы архейского фундамента, *2* — чехол массивов: *а* — на поверхности, *б* — под водами Карского моря; *3—5* — складчатая система байкалид Северного Таймыра: *3* — миогеосинклинальная подзона, *4* — эвгеосинклинальная подзона; *5* — чехол, сложенный дислоцированными субплатформенными отложениями верхов рифея, венда, нижнего и среднего палеозоя, *6* — зона Южного Таймыра — складчатые раннемезозойские структуры, сложенные породами верхнего палеозоя и триаса; *7* — Северо-земельская система каледонской складчатости; *8* — платформенный чехол мезозойских и кайнозойских отложений Лено-Анабарского и Хатангско-Пясинского прогибов; *9* — разломы: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *10* — офиолитовые пояса; *11* — Сибирская платформа

и перми – триаса. В Южно-Таймырской, или Быррангской, зоне развиты отложения в основном в интервале от венда до триаса, смятые в эпоху раннекиммерийской складчатости (рис. 35).

Позднепротерозойские и палеозойские отложения собственно Сибирской платформы и Таймыро-Северо-земельской складчатой области имеют значительное сходство; рифейско-вендские впадины Сибирской платформы имели северное – северо-восточное простирание и продолжались на Таймыр и Северную Землю. В этой связи рядом исследователей развиваются представления о том, что Таймыро-Северо-земельскую область необходимо включить в состав Сибирской платформы. Вряд ли целесообразно, на наш взгляд, объединять такие разнородные ныне структуры, как складчатую область и платформу, однако следует подчеркнуть, что в палеозое оба региона входили в состав Сибирского континента.

История геологического развития

Архей-протерозойский этап

В пределах Северного Таймыра с различной степенью обоснованности выделяют: архей – нижний протерозой, представленный амфиболитами, амфиболовыми и гранат-пироксеновыми плагиогнейсами с пачками мраморов и кварцитов (мощность ~5 км); нижний протерозой – рифей — ритмично чередующиеся пачки метапесчаников, метаалевролитов и аргиллитов (мощность ~3 км). Верхнюю существенно карбонатную часть этой толщи относят нередко к кембрию. Между древними комплексами архея, протерозоя и кембрия отмечаются несогласия. Особенно четко, хотя и не повсеместно, несогласие проявляется в основании кембрия. По-видимому, это свидетельствует о проявлении позднепротерозойской складчатости, которая существенно переработала рифейско-кембрийские комплексы.

Венд-кембрийский этап

На Сибирской платформе начало кембрия связано с заметным проявлением трансгрессии, определившей смену лагунных отложений венда морскими. В южной части Таймыро-Северо-земельской зоны трансгрессия проявилась еще более интенсивно. Наоборот, на севере Таймыра описаны разрезы мощных (более 3 км) терригенных флишоидных (внизу) и карбонатных (вверху) отложений, которые трактуются как непрерывная последовательность осадков от рифея до нижнего кембрия. Однако более типично трансгрессивное залегание кембрия на более древних отложениях; предполагается существование «предкембрийского пенеплена». На Северной Земле кембрийские отложения представлены мощной (до 2,5 км) толщей песчаников, алевролитов, глинистых сланцев (с прослоями известняков в верхах) и с конгломератами в основании, в которой выделяются три отдела. На Таймыре кембрийские отложения имеют мощность 600—800 м; нижний и средний кембрий представлены преимущественно доломитами и глинистыми известняками с остатками гастропод и трилобитов; в верхнем кембрии в восточных районах Таймыра появляется пачка темных глинистых сланцев с прослоями пиритизированных известняков, начинающая разрез батиальных отложений нижнего – среднего палеозоя; западнее она замещается косослоистыми известняками с прослоями черных глинистых сланцев.

Ордовикско-девонский этап

Ордовик. На Северной Земле и северном побережье Таймыра ордовикские отложения залегают на более древних осадках транс-

9–6430

грессивно, с угловым несогласием; в дальнейшем здесь накапливались шельфовые отложения. Наоборот, в более южных районах Таймыра ордовик залегает на кембрии согласно. Здесь заложились две фациальные зоны: северная — батиальная и южная — шельфовая.

Таким образом, говоря о фациальной зональности ордовикско-девонских отложений, можно различать северную шельфовую, центральную батиальную и южную шельфовую зоны.

В северной шельфовой зоне ордовик представлен толщей (до 2,5 км) песчаников, доломитов, известняков, мергелей, гипсов с конгломератами в основании, с фауной брахиопод и гастропод. В батиальной зоне ордовик сложен черными известково-глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями темных известняков, алевролитов, мощностью до 500 м.

В южной шельфовой зоне ордовик образован преимущественно известняками и доломитами, мощностью до 2,5 км, с фауной брахиопод, трилобитов, кораллов и др. В среднем и верхнем ордовике выделено пять местных горизонтов.

Силур. В северной шельфовой зоне силурийские отложения представлены преимущественно известняками; в верхах — пестроцветными и красноцветными мергелями и аргиллитами; отмечаются доломиты и прослои гипсов.

Силур батиальной зоны сложен черными кремнистыми, известково-кремнистыми сланцами и известняками. Мощность не превышает 500 м.

В южной шельфовой зоне силур образован доломитами и доломитистыми известняками, с прослоями известково-глинистых сланцев, мощностью 800—900 м. В нижнем силуре присутствуют прослои и линзы органогенных известняков с кораллами, строматопорами, мшанками, брахиоподами и трилобитами; выделены местные подразделения.

Девон. Девонские отложения северной шельфовой зоны местами залегают на силурийских с размывом и представлены в основании пестроцветными терригенными отложениями, мергельными известняками, доломитами, гипсами, мощностью до 2,5 км. Толща содержит остатки брахиопод, пелеципод, остракод, пресноводных рыб, флоры.

В батиальной зоне девон представлен битуминозными известняками, в том числе птероподовыми, переслаивающимися с черными кремнистыми и известковистыми аргиллитами. Мощность достигает 550 м.

В южной шельфовой зоне девонские отложения согласно залегают на силурийских, представлены доломитами и известняками, отчасти органогенными, с табулятами, ругозами, брахиоподами и др. В южном направлении в разрезе появляются прослои и пачки мергелей, гипсов, ангидритов, глинистых сланцев. Мощность достигает 1100 м.

Рассмотрение разрезов раннего – среднего палеозоя Таймыро-Североземельской области показывает, что осадконакопление на этой территории происходило на периферии Сибирского континента, преимущественно в условиях шельфа, местами периодически осушавшегося; в средней части региона шельф пересекался узкой субмеридиональной впадиной (авлакогеном?) с некомпенсированным глубоководным осадконакоплением «доманикового» типа. Суммарная мощность этих отложений достигает 1500 м, тогда как одновременные ордовикско-девонские шельфовые отложения на севере региона 6000—7000 м, а на юге — до 4200 м.

Каменноугольный этап

Начиная с турнейского века, описанная фациальная зональность исчезает, причем не за счет заполнения впадины мощными осадками, а за счет тектонической перестройки, связанной с платформенными деформациями и поднятиями регионального масштаба. На большей части территории турнейские отложения залегают на более древних с размывом, и лишь на западном Таймыре осадконакопление было непрерывным, с образованием в низах турне прослоев железистых бокситов. С этого времени Северная Земля и северное побережье Таймыра становятся в позднем палеозое областью устойчивого поднятия и размыва, питающей прогиб Южного Таймыра.

Карбон представлен преимущественно морскими отложениями, как карбонатными (известняками), так и терригенными, соотношение которых в разных разрезах меняется. Мощности изменяются в широких пределах, достигая 2000 м.

Пермско-триасовый и юрско-кайнозойский этапы

Пермские отложения развиты в южных и отчасти центральных районах Таймыра и заполняют глубокий прогиб, осевая часть которого тяготеет к Хатангской впадине. Он располагался параллельно формировавшейся в это время Североземельско-Северотаймырской зоне тектонической активизации. Пермь представлена мощными (до 6 км) терригенными отложениями, с отдельными прослоями известняков в нижней части разреза. Эта часть толщи охарактеризована находками брахиопод, пелеципод, фораминифер, кораллов; изредка отмечается флора. Начиная с уровня, отвечающего кунгурскому ярусу, морские толщи отчасти замещаются континентальными; появляются прослои паралических углей, характерные также и для уровня уфимского и казанского ярусов. Континентальные отложения охарактеризованы комплексами флоры и неморских двустворок. В верхах разреза терригенной толщи перми появляются прослои туфогенных пород. Разрез венчается туфолавами.

Триасовые отложения, развитые на юге Быррангской мегазоны, представлены мощными (до 2—3 км) вулканогенными толщами, аналогичными траппам Тунгусской синеклизы. К востоку они замещаются континентальными и прибрежно-морскими терригенными, отчасти угленосными отложениями, мощностью до 2 км.

В конце палеозоя – начале мезозоя Северо-Таймырская зона испытала тектоническую активизацию, произошло внедрение субщелочных гранитов. В позднем триасе Северо-Таймырская зона оказалась надвинутой на Южно-Таймырскую. С конца мезозоя, когда активизация закончилась и началась платформенная стадия, средняя часть Северо-Таймырской зоны испытала опускание, что привело к формированию неглубоких впадин, где накапливались морские и континентальные отложения нижнего мела. Южно-Таймырская (Быррангская) зона сложена палеозойскими и триасовыми отложениями платформенного и орогенного типа, которые разбиты на тектонические чешуи и смяты в складки в древнекиммерийскую (среднеюрскую) эпоху складчатости. Южная часть зоны погребена под юрскими и меловыми отложениями Пясино-Хатангской впадины.

Полезные ископаемые

Многочисленные проявления полезных ископаемых приурочены к Южному Таймыру: пермские *каменные угли*, *полиметаллическая*, *вольфрам-молибденовая* и *мышьяково-ртутная минерализация*, связанная с мезозойскими интрузиями.

На северном побережье Таймыра обнаружены скопления *флюорита*.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите и покажите на геологической карте СССР границы и основные структурные элементы Таймыро-Североземельской области.
2. Область распространения и состав докембрийских отложений региона.
3. История геологического развития региона в палеозое.
4. В чем вы видите отличие геологического строения северной части Таймыра и Северной Земли от южной части Таймыра?
5. Полезные ископаемые региона.

Глава V

МОЛОДЫЕ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПЛИТЫ СССР

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Огромная, почти сплошь закрытая чехлом осадков антропогена Западно-Сибирская низменность является эпигерцинской (эпипалеозойской) плитой. Это наиболее значительный нефтегазоносный бассейн СССР.

Границы

На западе границами плиты являются выходы пород палеозоя вдоль восточного склона Урала и Пай-Хоя, а далее к северу — вдоль береговой линии островов Вайгач и Новая Земля. На юго-западе в Тургайском прогибе граница с расположенной южнее Туранской плитой условно проводится по водоразделу рек Убагана и Тургая. Южная и юго-восточная границы определяются выходами палеозоя Казахского мелкосопочника и Алтае-Саянской области.

Восточная граница плиты проводится по долине р. Енисея, вдоль выходов на поверхность допалеозойских и палеозойских пород. В низовьях р. Енисея граница совершенно условна; она обычно проводится по дуге от пос. Дудинка до выходов палеозойских пород на западном окончании Таймыра. В пределах Карского моря северная граница плиты пока точно не установлена.

В строении Западно-Сибирской плиты выделяются три структурных этажа: геосинклинальный, промежуточный и платформенный. По отношению к мезо-кайнозойскому платформенному чехлу первые два обычно рассматриваются как фундамент.

Строение фундамента

Нижний этаж фундамента представлен геосинклинальными интенсивно дислоцированными и глубоко метаморфизованными породами докембрия и палеозоя, прорванными интрузивными образованиями различного возраста и состава.

Верхний этаж фундамента называется в геологической литературе промежуточным или вторым структурным; с угловым несогласием он лежит на геосинклинальном складчатом основании и представлен относительно слабо дислоцированными толщами — отложениями краевых прогибов, межгорных и наложенных впадин или древних платформенных образований, а также приразломными эффузивно-осадочными комплексами. Этот

структурный этаж развит неповсеместно, выполняя авлакогены и зоны погружений фундамента, на значительных пространствах плиты он отсутствует.

В составе геосинклинального фундамента плиты по времени консолидации выделяется несколько разновозрастных комплексов — карелиды, байкалиды, каледониды и герциниды, образующие блоки, разделенные глубинными разломами. Первоначально они были оконтурены в результате анализа геофизических полей, а в дальнейшем подтверждены определениями возраста пород, вскрытых скважинами. Карелиды расположены в центральной части плиты и проходят полосой в меридиональном направлении.

Пояс байкалид прослеживается под чехлом мезо-кайнозойских пород, непосредственно западнее р. Енисей и в западной части Енисей-Хатангской низменности. Крупный блок байкалид неправильной формы выделен также в срединной части плиты, в районе слияния рр. Иртыша и Оби. Он сложен метаморфическими комплексами докембрия, прорванными докембрийскими гранитными интрузиями (рис. 36).

Каледонские блоки фундамента оконтурены на юге под чехлом Западно-Сибирской плиты: первый — в районе, прилегающем с севера к обнаженным каледонским складчатым сооружениям Северного Казахстана, второй — к северу от пояса каледонид Алтае-Саянской области. Оба имеют форму неправильных треугольных очертаний и срезаны системами глубинных разломов на широте Тобольска – Колпашево. Они сложены докембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами, а также нижнепалеозойскими вулканогенно-осадочными толщами, весьма близкими к вскрытым на обрамлении, в частности, в пределах Казахстанского мелкосопочника.

Все остальные блоки фундамента, образующие плиты, относятся к герцинидам. На западе — от Тургайского прогиба до Южного Ямала — четко прослеживается полоса герцинид шириной от 200 до 300 км, представляющая собой погруженную под мезо-кайнозойский чехол часть Уральской складчатой системы. В ее пределах выделены крупные, сочленяющиеся по разломам антиклинории и синклинории. Здесь установлены рифейские и ордовикские отложения, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами, вскрытыми в ядрах антиклинориев, а также силурийские, девонские и каменноугольные толщи, сложенные, как и на восточном склоне Урала, вулканогенно-осадочными породами, прорванными позднепалеозойскими гранитоидами.

Второй обширный пояс герцинид прослеживается в меридиональном направлении через все пространство плиты; он начинается на ее обрамлении с герцинид *Рудного Алтая* и *Колывань-Томской дуги* и протягивается до побережья Карского моря.

Глубина залегания кровли нижнего структурного этажа фундамента нарастает от бортов к центру плиты и с юга на север.

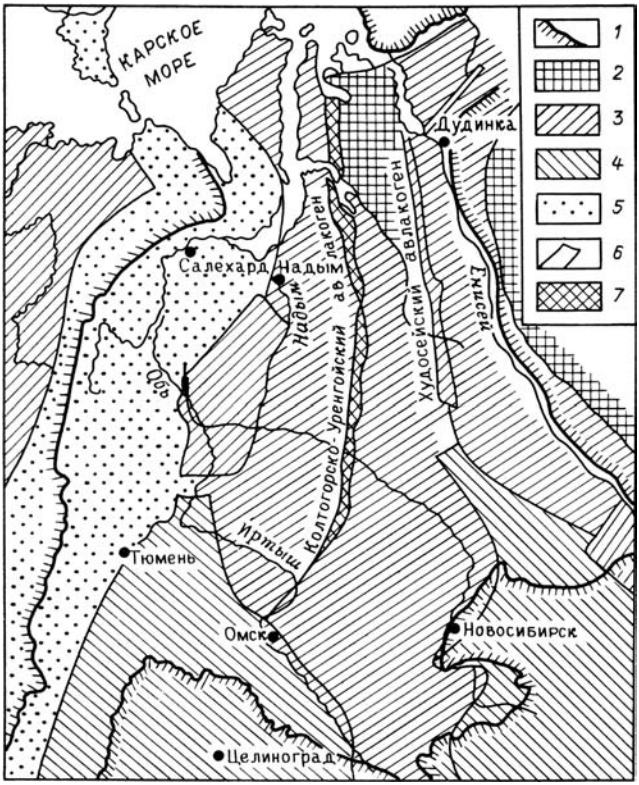


Рис. 36. Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления. По *В.С. Суркову*, 1981, *Н.Г. Чочиа*, 1982, с упрощениями:

1 — границы Западно-Сибирской плиты; *2—5* — складчатые области фундамента; *2* — докарельские и карельские, *3* — байкальские, *4* — каледонские, *5* — герцинские, *6* — разломы и глубинные разломы, ограничивающие разновозрастные блоки; *7* — раннемезозойские авлакогены

Максимальные глубины по сейсмическим данным достигают 12 и 13 км. Такие отметки зафиксированы в низовьях р. Пура, на Тазовском и Гыданском полуостровах.

Верхний этаж фундамента развит неповсеместно. Наиболее широко он распространен в северной и северо-восточной частях сводов (*Нижневартовского*, *Межевского* и др.), *Александровского мегавала*.

В зависимости от возраста консолидации нижнего комплекса слагающие его породы имеют различный возрастной диапазон. На блоках байкалид возраст пород, образующих этот этаж, охватывает интервал от начала палеозоя до конца палеозоя (реже — триаса). На блоках каледонид — от позднего девона до

конца триаса; в пределах герцинид — это толщи триасового возраста.

Палеозойские толщи, слагающие основную часть разреза пород промежуточного комплекса, в пределах байкалид и каледонид полого складчаты (1—30°), сравнительно слабо метаморфизованы. Наряду с осадочными породами — терригенными, терригенно-карбонатными, в том числе и рифогенными (силур и девон *Межевского свода*) угленосными, красноцветными и пестроцветными, встречаются вулканогенно-осадочные и эффузивные толщи (особенно в Приенисейской части плиты). Триасовые отложения, развитые главным образом в пределах блоков герцинид, залегают на нижележащих несогласно, выполняя обычно узкие грабенообразные впадины — авлакогены (например, огромный *Колтогорско-Уренгойский авлакоген*, протягивающийся по меридиану р. Пура), что отражает этап интенсивного растяжения плиты. Эти отложения представлены в низах нижне- и среднетриасовой серией: чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с мощными покровами долеритов, диабазов, базальтов и реже липаритов и их туфов — аналогов трапповой формации Сибирской платформы. Выше залегает верхнетриасовая песчано-глинистая серия, содержащая прослои каменного угля. Общая мощность этих двух серий достигает по данным сейсмики, например в северной части Колтогорско-Уренгойского грабена, в низовьях р. Пура и на Гыданском п-ове 7000 м и даже 7500 м.

Рельеф кровли верхнего структурного этажа фундамента, или подошвы чехла, имеет форму лотка, наклоненного от бортов к центральной части плиты и к северо-востоку. В зоне наибольшего ее погружения, на широте Обской и Енисейской губ и в нижнем течении р. Пура, она располагается на отметках 7000—7500 м и более. Еще севернее эта поверхность вновь начинает подниматься. Отмечается, кроме того, четкая обособленная, почти горизонтальная террасовидная поверхность, совпадающая со срединной частью низменности, имеющая общее широтное простирание. Кровля рассматриваемого комплекса располагается на глубинах от 3000 до 4000 м.

Платформенный чехол

Отложения платформенного чехла, изученного главным образом по данным многих тысяч колонковых и глубоких скважин, представлены юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями. В его разрезе, кроме участков узких прибортовых зон, нет сколько-нибудь заметных перерывов в осадконакоплении. Характерная особенность чехла *Западно-Сибирской плиты* — почти исключительно терригенный его состав. Мощность чехла изменяется от первых десятков и сотен метров у краев плиты до 2,5—4,5 км в ее

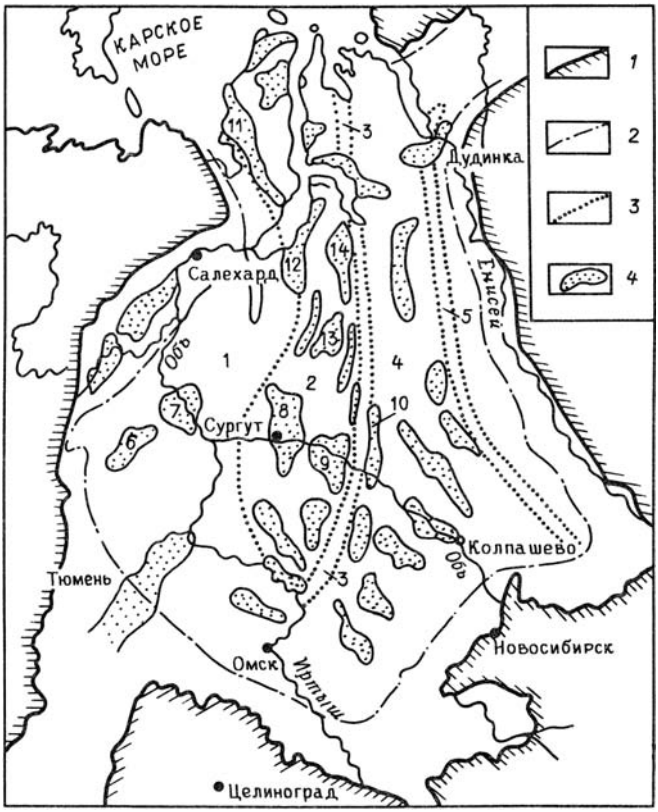


Рис. 37. Тектоническое строение чехла Западно-Сибирской плиты. По *Н.Г. Чочиа*, 1982:

1 — границы Западно-Сибирской плиты; *2* — граница внешнего пояса погружений, обрамляющих складчатые структуры; *3* — границы надпорядковых структур (1—5) внутренней области плиты (1 — Мансийская синеклиза, 2 — Хантейская антеклиза, 3 — Колтогорско-Уренгойский авлакоген, 4 — Верхнетазовская антеклиза, 5 — Худосейский авлакоген); *4* — крупные положительные структуры чехла плиты (6 — Шаимский мегавал, 7 — Красноленинский свод, 8 — Сургутский свод, 9 — Нижневартовский свод, 10 — Александровский мегавал, 11 — Нурминский мегавал, 12 — Медвежий мегавал, 13 — Северный свод, 14 — Уренгойский мегавал)

основной срединной части и достигает, как отмечалось, 6000—7500 м и несколько более в ее северной части, в низовьях р. Пура, на Тазовском и Гыданском п-овах. Общий объем пород чехла оценивается в 8 млн км^3 (!) (рис. 37).

В северной и западной частях низменности, как это видно на рис. 37, развиты преимущественно морские фации. В направлении к югу, и особенно к юго-востоку, они сменяются прибрежно-морскими и затем континентальными.

Важнейшей особенностью строения чехла Западно-Сибирской плиты является чередование в его разрезе толщ преимуществен-

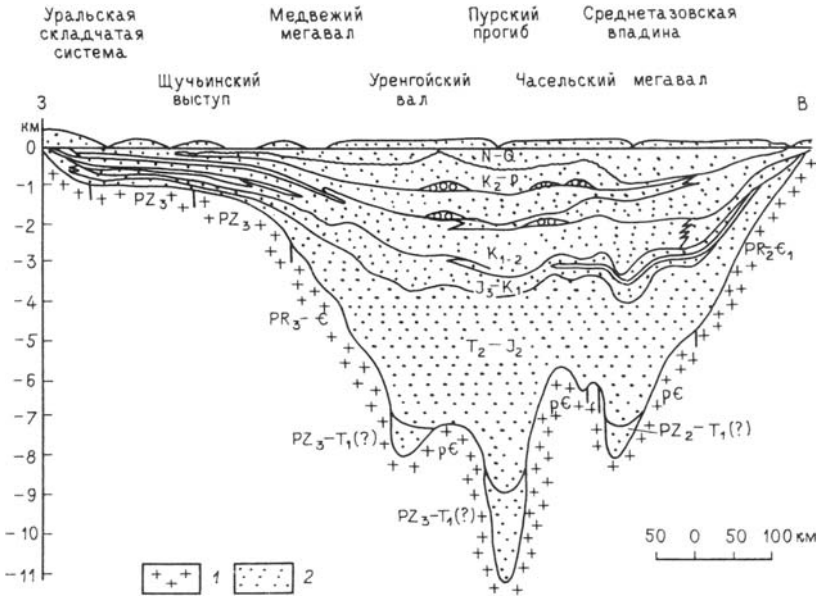


Рис. 38. Геологический профиль Западносибирской плиты. По *Т.А. Верениновой, Г.П. Евсееву, Н.А. Козлову, Н.Ф. Астафьеву*, 1971:
1 — складчатый фундамент; *2* — мезозойский чехол платформы

но алеврито-песчаного состава с толщами преимущественно или почти целиком алеврито-глинистого состава (рис. 38). Всего в разрезе чехла насчитывается четыре таких цикла, каждый из которых состоит из проницаемой для флюидов воды, нефти, газа алевролито-песчаной толщи и покрывающего ее существенно глинистого флюидоупора (таблица). Породы каждого из циклов могут рассматриваться как отдельный нефтегазоносный или водоносный комплекс. Кроме того, в самых его верхах (начиная от верхнего олигоцена и до современных отложений включительно) выделяется еще один комплекс — неполный.

Именно эта важнейшая особенность строения чехла принята в качестве основы при кратком описании его стратиграфии.

В основании чехла залегает юрский терригенный комплекс — так называемая заводоуковская серия, включающая в себя и широко известную тюменскую свиту. Возраст нижних горизонтов этой серии изменяется от самых низов лейаса (геттанг – синемюр) на северо-востоке в Усть-Енисейском районе до низов верхней юры (нижний келловей) на юге и западе, а также над крупными выступами рельефа фундамента. В краевых частях плиты, на юге и юго-востоке — это континентальные песчано-алевролитовые, обычно слабоугленосные осадки мощностью от

Таблица

Система	Отдел	Ярус	Серия	Толща	Колонка	Мощность, м	Литологическое описание
Четвертичная		—	Ямальская	—		от 1 до 300	Песчано-алеврито-глинистые отложения
Неоген	Плиоцен	—	Бурлинская	—		50-300	Пески и глины
	Миоцен	—					
Палеоген	Олигоцен	—	Некрасовская				
	Эоцен	—	Назыраевская	Флюидоупор		до 1200-1400	Опоковые глины и опоки, диатомиты и диатомовые глины, каолиновые глины
	Палеоцен	—					
Меловая	Верхний	Датский	Дербышинская				
		Маастрихтский					
		Кампанский					
		Сантонский					
		Коньякский					
		Туронский					
		Сеноманский	Покурская	Проницаемая		200-1000	Песчаники и песчанистые алевриты
	Нижний	Альбский					
		Аптский	Саргатская	Флюидоупор		до 1000	Глинистая и глинисто-алевритовая толща
		Барремский		Проницаемая		200-700	Алевриты-песчаники, замещающиеся аргиллитами
		Готеривский					
		Валанжинский					
		Берриасский	Полудинская	Флюидоупор		до 350	Глинисто-сапропелево-кремнистые породы (баженовская свита)
Юрская	Верхний	Волжский					
		Кимериджский		Проницаемая		до 150	Песчаники, алевролиты
		Оксфордский					
		Келловейский	Заводоуковский	Флюидоупор		до 100	Аргиллиты, глины
	Средний	Батский		Проницаемая		400-1400	Песчаники, алевролиты и аргиллиты, с линзами сидеритов и углей
		Байосский					
		Ааленский					
	Нижний	—					
							Складчатый фундамент

0,4 до 0,6 км. В направлении к северу и северо-востоку эта толща замещается прибрежно-морскими и морскими глауконитсодержащими полимиктовыми песчаниками и аргиллитами; в них встречен комплекс фораминифер, пелеципод и остатки флоры. Среди этих пород, особенно в верхней части разреза, соответствующей по времени обширной позднеюрской трансгрессии, появляются пропластки известняков. В составе серии, в ее нижней и

средней частях (J_1, J_2) имеется ряд пачек, сложенных ритмично чередующимися невыдержанными по простиранию пластами и линзами довольно плотных песчаников, разделенных аргиллито-алевролитовыми прослоями и пропластками сидерита. Эта часть разреза выделяется как нижняя слабопроницаемая толща чехла плиты.

Верхнюю часть разреза рассматриваемой серии, соответствующую по возрасту нижнему келловею, слагают почти исключительно аргиллиты с прослоями алевролитов, формирующие нижний региональный флюидоупор плиты, хорошо выдержанный почти на всей площади (см. таблицу). Мощность серии изменяется от 400 до 1500 м. Выше по разрезу залегает верхнеюрско-нижнемеловой комплекс (второй), образованный полудинской серией. Она охватывает возрастной интервал от среднего келловея до низов валанжина включительно — время обширнейшей морской трансгрессии, распространившейся на всю Западно-Сибирскую плиту, за исключением ее крайней юго-восточной части.

Серия четко подразделяется на две толщи — внизу преимущественно песчанико-алевролитовую (средний келловей – кимеридж) мощностью до 150 м, в составе которой имеется ряд проницаемых горизонтов, и расположенную выше, регионально выдержанную алевролито-глинистую, соответствующую по возрасту волжскому ярусу, берриасу и нижнему валанжину, мощность ее на севере и северо-востоке плиты достигает 300 м и более.

Эта алевролито-глинистая толща является надежным регионально распространенным флюидоупором — покрышкой.

На обширной территории плиты в состав ее разреза, в отложениях волжского яруса, берриаса и валанжина выделяются характерные черные, сильно битуминозные глинисто-сапропелево-кремнистые породы так называемой *баженовской свиты*, содержащие остатки рыб, пелеципод, белемнитов, аммонитов, фораминифер. Мощность ее колеблется от 10 до 50 м и более.

Третий снизу комплекс осадков выделяется под наименованием саргатской серии. Он охватывает возрастной интервал от верхнего валанжина до нижнего апта включительно, мощность его от 200 до 1000 м. В составе этого сложно построенного полифациального комплекса также выделяются две толщи: нижняя — проницаемая, алеврито-песчаная и верхняя — алеврито-глинистая, являющаяся флюидоупором (покрышкой). Нижняя толща (верхний валанжин – баррем) имеет широчайшее распространение почти на всей площади Западно-Сибирской плиты, кроме ее западной части, где она замещается толщей глин *фроловской свиты*, мощностью до 600—800 м. В срединной части плиты, а также на севере и северо-западе (п-ов Ямал) эта толща расчленяется небольшими по мощности зональными глинистыми пачками на два или три подкомплекса. Верхняя часть рассматри-

ваемого комплекса имеет нижнеаптский возраст (см. таблицу). Она развита почти по всей центральной части плиты. В западной части, в Мансийской синеклизе, она не обособляется, так как входит в состав верхней части фроловской свиты. В краевых южной и юго-восточной частях Западно-Сибирской плиты, а также на северо-востоке (р. Таз) эта глинистая толща в значительной степени замещается песчаниками и алевролитами и уже не играет роли флюидоупора.

Четвертый нефтегазоносный комплекс также включает две толщи: нижнюю — проницаемую, алевролито-песчаную (покурская серия) и верхнюю — существенно глинистую, флюидоупор (дербышинская и называевская серии). Рассматриваемый комплекс охватывает значительный возрастной интервал (от верхнеаптского подъяруса нижнего мела до нижнего олигоцена включительно) и имеет мощность, изменяющуюся в направлении от бортовых частей плиты к ее центру и особенно к северу от 600 м до 2500 м.

Покурская серия формировалась в условиях постепенно нарастающей и затем затухающей трансгрессии — с конца апта до конца сеномана (см. таблицу). Мощность ее увеличивается от периферических частей низменности (200—270 м) к ее центру (до 1000 м). В разрезе покурской серии в восточной и юго-восточной частях плиты, а также в бортовой приуральской ее части преобладают пески. Здесь существовали континентальные и лагунно-континентальные условия осадконакопления. Среди серых и пестроцветных песчаных осадков встречены растительные остатки и кусочки янтаря. По направлению к центральным частям бассейна песчаные осадки сменяются алевритовыми. Появляются прослои глин и известково-глинистых пород, содержащих глауконит и сравнительно богатую микро- и макрофауну.

Время накопления верхней, существенно глинистой толщи — флюидоупора охватывает позднемеловую эпоху, начиная с турона (эта часть разреза выделяется в дербышинскую серию), а также весь палеоцен, эоцен и ранний олигоцен (называевская серия). Рассматриваемая толща представлена в низах разреза достаточно монотонными алевролито-глинистыми и глинистыми осадками, выше, начиная с эоцена, сменяющимися кремнистыми глинами, опоковыми глинами, опоками, диатомитами и диатомовыми глинами, содержащими комплексы моллюсков, фораминифер, радиолярий и диатомовых водорослей. Лишь у бортов бассейна эта монотонная глинистая толща содержит небольшие песчаные прослои. Мощность глинистой толщи непрерывно увеличивается с юга на север и от бортов к центру, достигая 1200—1400 м.

В северной половине плиты верхняя часть этой толщи — отложения эоцена и нижнего олигоцена выведены на дневную поверхность или залегают непосредственно под четвертичными

отложениями. Это время обширной, охватывающей почти всю плиту трансгрессии, которая развивалась в сеномане – туроне и до конца эоцена и сменилась столь же обширной регрессией лишь в начале олигоцена.

С середины олигоцена до начала антропогена на всей территории Западно-Сибирской плиты устанавливается континентальный режим, формируется сравнительно маломощный (от 50 до 200 м) комплекс осадков аллювиального, аллювиально-озерного или озерного генезиса, представленный кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песками и глинисто-алевролитовыми породами с линзами каолиновых глин, бурых углей и лигнитов (некрасовская и бурлинская серии). В центральной и южной частях плиты эти толщи залегают на поверхности или под маломощным покровом четвертичных отложений; в северной половине плиты, испытавшей интенсивные неотектонические поднятия, этот комплекс осадков почти всюду размыт.

Осадки антропогена развиты в пределах плиты практически повсеместно. В южной ее половине, к югу от Сибирских Увалов они представлены аллювиально-озерными и песчано-алевролито-глинистыми отложениями, мощность которых изменяется от 10—20 до 80—100 м. К северу от Увалов и до побережья — это толща морских, ледово- и ледниково-морских осадков так называемой ямальской серии, сложенной преимущественно валуносодержащими глинами, алевролитами и песками с морской фауной, достигающими в переуглубленных долинах рек Оби, Надыма, Пура и Таза мощности 200 и даже 300 м.

Вдоль узкой бортовой зоны Северного и Приполярного Урала и в зоне, прилегающей к Среднесибирскому плоскогорью, в толщу ямальских (усть-енисейских) отложений вклиниваются горизонты морен и мореноподобных осадков.

Тектоническое строение чехла плиты

По комплексу геолого-геофизических данных, в пределах мезо-кайнозойского чехла плиты, в соответствии с унифицированной схемой классификации платформенных структур, выделяются структуры нескольких порядков — от региональных и крупнейших до мелких (III порядок) и мельчайших (IV порядок).

В соответствии с современными представлениями, принятыми исследователями Западно-Сибирской плиты, здесь очерчивается *внешний пояс* (или прибортовые зоны) с глубинами залегания подошвы чехла до 1200—1600 м и *внутренняя* (центральная) *область* плиты.

В пределах внешнего пояса (в общем совпадая с его границами) выделяются склоны (региональные структуры) — Зау-

ральский, Приказахстано-Саянский, Приенисейский и Притаймырский. Склон, ограничивающий плиту с севера, пока не изучен. Вероятно глубина залегания подошвы чехла окажется здесь более значительной, чем на всех склонах, перечисленных выше (см. рис. 37).

В границах внутренней области многие исследователи выделяют вытянутые меридионально надпорядковые структуры: с запада на восток — *Мансийская синеклиза*, *Хантейская антеклиза*, *Колтогорско-Уренгойский авлакоген*, *Верхне-Тазовская антеклиза* и *Худосейский авлакоген*. Граница между первыми из них недостаточно четкая, и поэтому на новейших тектонических схемах эти структуры обычно не показываются, хотя их выделение, по нашему мнению, помогает наглядно представить основные черты тектонического строения чехла срединной части плиты. Именно поэтому контуры указанных структур показаны на рис. 37.

Основными отражающими сейсмическими горизонтами в пределах плиты, по которым производится построение структурных карт, поиски и оконтуривание структур, являются выдержанные пачки глин или тонко переслаивающихся глин и алевролитов, к которым приурочено заметное увеличение скорости прохождения сейсмических волн.

К числу главных относятся горизонты Б — в кровле верхней юры, М — в отложениях апта (обычно близ его кровли) и Г — на границе сеномана и турона. Эти горизонты скоррелированы по всей площади плиты.

В последние годы, с появлением новых модификаций сейсмического метода (ОГТ) и более совершенной аппаратуры, удалось выделить еще один горизонт — Т в подошве юры, в самых низах чехла, и установить прерывистые отражающие горизонты в толще промежуточного этажа и в его подошве.

В пределах надпорядковых структур внутренней области выделено более 30 сводов и мегавалов — положительных структур I порядка и более 20 однопорядковых, отрицательных структур — впадин и мегапрогибов (на рис. 37 отрицательные структуры не показаны). Площади этих структур изменяются от 6 до 60 тыс. км^2, амплитуда их колеблется от 300—500 м на юге до 1000 м на севере, а углы падения в нижних горизонтах чехла (юра) достигают в отдельных случаях 1—3°. Своды и мегавалы приурочены к блоковым выступам фундамента, ограниченным дизъюнктивами, т. е. являются штамповыми или расположены над крупными эродированными гранитными интрузиями. Впадины и мегапрогибы размещаются над опущенными участками фундамента. Крупнейшие структуры этого класса заключают наиболее важные залежи углеводородов. В средней части низменности и в широтном течении р. Оби этими структурами являются (с запада на восток) *Шаимский мегавал*, *Красноленинский свод*, *Сургутский* и *Нижневартовский своды*, *Александровский мегавал*. В северной части пли-

ты — это *Нурминский* и *Медвежий мегавалы*, *Северный свод* и *Уренгойский мегавал* (см. рис. 37).

Число положительных структур II порядка (их площадь изменяется в пределах от 600 до 6000 км^2; амплитуда — от 40—400 м) достигло к 1980 г. 230—240 (данные разных авторов). Число положительных структур III порядка (площадью от 60 до 600 км^2) и IV порядка (площадью меньше 60 км^2) и основных объектов площадных сейсмических работ крупного масштаба достигло 2 тысяч.

Большая часть структур I порядка, II порядка и все структуры более низких порядков открыты и оконтурены сейсмическими профилями.

Большинство структур всех порядков сквозные, т. е. прослеживаются без смещения от фундамента до самых верхних горизонтальных чехлов, постепенно выполаживаясь (на юге значительно, на севере сравнительно слабее) вверх по разрезу. Заметное несовпадение структурных планов отмечено в единичных случаях лишь в пределах внешнего пояса плиты. Отмечены и так называемые «навешенные» структуры, отчетливо выраженные в верхних горизонтах чехла, но исчезающие уже в низах верхнего мела и ниже.

Для структур чехла плиты отмечается два основных этапа роста. Первый из них — среднеюрско-валанжинский, характерен для всей плиты. Второй — позднеолигоценово-современный особенно заметно проявился на севере плиты.

По отношению к структурам чехла структуры II структурного этажа обычно являются несогласными или смещенными; они в значительной мере контролируются крупными дизъюнктивами, роль их резко возрастает сверху вниз в пределах этой толщи. Дизъюнктивные нарушения в чехле сравнительно невелики по амплитуде (чаще всего — единицы и десятки метров) и обычно отмечаются в низах чехла. Однако часть из них сечет и весь чехол вплоть до поверхности. Они имеют три направления простираний — меридиональное, широтное и северо-восточное.

История геологического развития

История геологического развития Западно-Сибирской плиты в докембрии и палеозое изложена в главах по Уралу, Казахстану и Алтае-Саянской области.

Триасовые вулканогенные образования на территории Западно-Сибирской плиты, особенно в ее восточной части, распространены довольно широко (см. рис. 38). В системе бессточных впадин, разбросанных на обширной территории плиты, происходило образование верхнетриасовой – лейасовой угленосной серии. В конце триаса началось опускание земной коры, приведшее к расширению континентальных седиментационных бассейнов, а в сере-

дине юрского периода — к появлению первых внутренних морских бассейнов, трансгрессировавших с севера.

Геологи давно обратили внимание на зону интенсивных линейных магнитных и гравитационных аномалий, протянувшуюся с юга на север от среднего течения р. Оби к востоку от г. Нижневартовска до Обской губы и далее в сторону Карского моря. Эта зона представляет собой в отложениях мела и палеозоя крупный пологий прогиб, осложненный впадинами и поднятиями, который образовался, по-видимому, над континентальным Уренгойско-Колтогорским рифтом — системой узких грабенов и горстов, разделенных разломами, по которым поднимались базальтовые расплавы.

На каждом из этих этапов усиленного погружения, особенно в конце юры, в центрах глубоководных депрессий отлагался ил, обогащенный органическими веществами. Из этого ила образовались впоследствии нефтегазоматеринские свиты.

Причиной периодически повторяющегося усиленного прогибания двух основных впадин Западно-Сибирской плиты — *Обско-Тазовской* и *Иртышской* — явилось наличие в их основании систем континентальных рифтов. *Уренгойско-Колтогорскйй* (*Пурский*) *прогиб* образовался над палеозойским рифтом и продолжал интенсивно и почти непрерывно прогибаться до неогена – антропогена включительно. Область глубоководной впадины в Приобье также возникла над триасовыми грабенами. Последующие опускания платформенных впадин привели к неоднократному проникновению мантийного вещества по возрожденным каналам — разломам. При этом можно предполагать некоторое растяжение коры — так называемый рассеянный спрединг — в эпохи, предшествующие ускоренному прогибанию, т. е. в начале каждого из этапов накопления относительно глубоководных глин. Произошло накопление мощного осадочного чехла, в составе которого присутствуют и нефтегазоматеринские свиты, и региональные проницаемые толщи, и различные ловушки для углеводородов.

Полезные ископаемые

Западная Сибирь — основной *нефтегазодобывающий район* страны. Перспективы нефтегазоносности плиты оцениваются по основным нефтегазоносным комплексам мезозоя, включая верхнетриасовый, нижне-среднеюрский, верхнеюрский, берриас-неокомский, апт-альбский и сеноманский. Тектонический режим устойчивого прогибания Западно-Сибирской плиты, дифференцированный характер структурного плана осадочного чехла с контрастно выраженными структурами, наличие мощных осадочных толщ, сформировавшихся в условиях гумидного климата, и как следствие — значительное содержание органического углерода,

создали благоприятные условия для широкого развития процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления во всех выше перечисленных комплексах.

В настоящее время в пределах Западно-Сибирской плиты выявлено около 350 (1988 г.) месторождений *нефти* и *газа*. Газовые месторождения расположены в северо-западной, северной и юго-восточной частях плиты. Нефтяные месторождения находятся в центральной, западной и юго-восточной частях плиты.

Первое газовое месторождение — Березовское, было открыто в 1954 г. среди болот Ханты-Мансийского национального округа; первое нефтяное — Тазовское и затем Шаимское, были открыты соответственно в 1958 г. на р. Таз и в 1960 г. на р. Конде. Западно-Сибирская нефть и газ поступают по нефтепроводам и газопроводам на Урал, в Омск, Томск, Анжеро-Судженск. Сооружены крупнейшие в мире газовые магистрали Западная Сибирь – Западная Европа.

С туронскими и палеогеновыми отложениями связаны *железные руды* Южноколпашевского месторождения.

Вопросы для самопроверки

1. Структурные элементы Западно-Сибирской эпигерцинской плиты.
2. Геологическое строение фундамента плиты.
3. Что представляет собой комплекс от фундамента к чехлу?
4. Геологическое строение чехла плиты.
5. История геологического развития региона в докембрии, в палеозое, мезозое.
6. Полезные ископаемые региона.

ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

Занимает обширное пространство к востоку от Каспийского моря в пределах Туранской низменности, плато Устюрт, п-ова Мангышлак, Аральского моря и прилегающих к ним территорий до Ферганской впадины на востоке включительно.

Границы

На северо-западе, в Северном Прикаспии, плита граничит с Русской платформой. На севере граница проходит вдоль выходов палеозоя хр. Мугоджары, пересекает Тургайский прогиб между истоками рек Тургая и Убагана. На северо-востоке плита ограничена выходами палеозоя Казахского мелкосопочника. Юго-восточная граница плиты простирается от крайней западной точки оз. Балхаш до района Ташкента, пересекая западные отроги Тянь-Шаня, которые вместе с хр. Каратау включаются в пределы плиты. В состав плиты входит и Ферганская впадина (рис. 39). К югу от Ташкента граница плиты прослеживается вдоль края

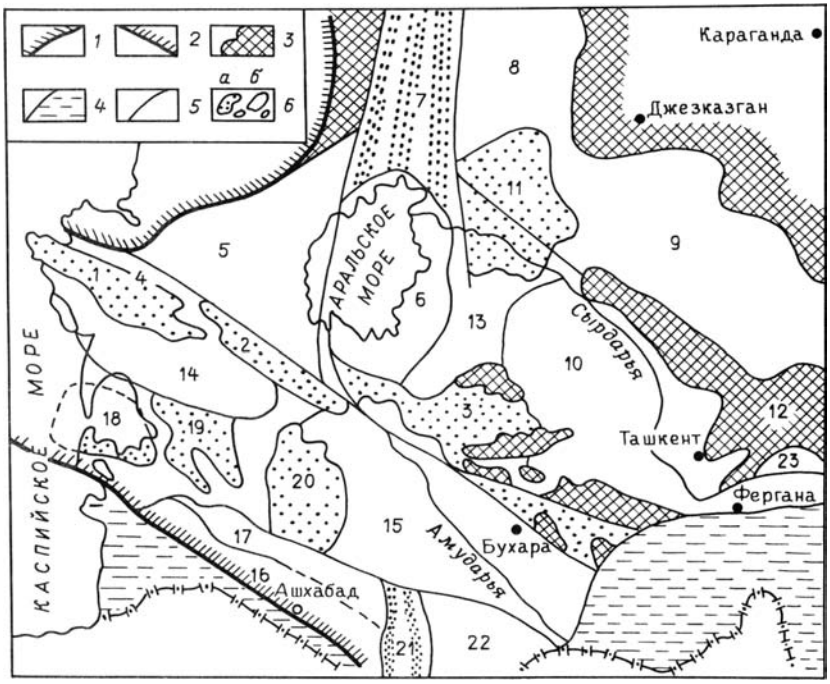


Рис. 39. Основные структурные элементы Туранской плиты. По *Н.Г. Чочиа*, 1982, с упрощениями:

1 — граница Русской платформы; *2* — северная граница альпид Копетдага; *3* — выходы складчатого палеозойского фундамента; *4* — эпиплатформенная орогеническая область — альпиды; *5* — наиболее крупные глубинные разломы; *6* — контуры основных структурных элементов (*а* — положительных, *б* — отрицательных); 1 — Мангышлакская зона поднятий; 2 — Центрально-Устюртская зона поднятий; 3 — Султануиздагский вал; Центрально-Кызылкумский массив и Нуратауская горст-мегантиклиналь; 4 — Южно-Бузачинский прогиб; 5 — Устюртская синеклиза; 6 — Аральская впадина; 7 — зона Северо-Приаральских линейных дислокаций; 8 — Тургайский прогиб; 9 — Чу-Сарысуйская впадина; 10 — Сырдарьинская синеклиза; 11 — Джусалинский свод; 12 — горст-антиклинорий Бол. Каратау; 13 — Кумкалинская седловина; 14 — Южно-Мангышлакско-Устюртская зона прогибов; 15 — Амударьинская впадина; 16 — Предкопетдагский прогиб; 17 — Бахарденская моноклиналь; 18 — Карабогазский свод; 19 — Туаркырская зона поднятий; 20 — Центрально-Каракумский свод; 21 — Мары-Серахская зона дислокаций; 22 — Мургабская впадина; 23 — Ферганская впадина

молодых горных хребтов, через Самарканд и далее, огибая отроги Гиссарского хребта, до р. Амударьи, уходит южнее, в пределы Афганистана, где занимает самую северную его часть. Начиная от р. Мургаб и западнее граница плиты вновь проходит на территории нашей страны, продолжаясь непосредственно севернее подножия хр. Копетдаг, сложенного альпийскими складчатыми комплексами, выходя к берегу Каспия непосредственно южнее залива (с 1980 г. — лагуны) Кара-Богаз-Гол. Наиболее условна западная граница плиты. С расположенной западнее Каспия Скифской эпигерцинской плитой Туранская составляет одно целое, и в новейшей литературе все чаще используется термин

«Скифско-Туранская плита». Однако для удобства изложения материала мы будем рассматривать их раздельно, а сугубо условную границу между ними проводить с юга на север по средней части Каспия до устья р. Урала.

Туранская плита изучена весьма детально. Здесь проведены геологическая и региональные геофизические съемки, осуществлен большой объем сейсмических исследований и гидрогеологических работ.

Подобно всем плитам, Туранская образована тремя структурными этажами: нижний — геосинклинальный, формирующий складчатый фундамент, выше располагается квазиплатформенный, или промежуточный структурный этаж, осадки которого, в отличие от Западно-Сибирской плиты, большинство исследователей не включают в состав фундамента, и, наконец, платформенный чехол.

Строение фундамента

Фундамент сложен докембрийскими и палеозойскими породами геосинклинального типа, интенсивно дислоцированными и пронизанными многочисленными телами магматических пород. На северо-востоке плиты, почти до правобережья р. Сырдарьи, до линии глубинного разлома субширотного простирания фундамент сформирован каледонской складчатостью. Судя по выходам пород, в северной части хр. Каратау и на смежной территории к северо-востоку и востоку от плиты фундамент сложен интенсивно дислоцированными геосинклинальными толщами докембрия, нижнего палеозоя и силура, прорванными многочисленными интрузиями. На всей остальной территории плиты фундамент преимущественно варисцийский (герцинский). Сочленение этих разновозрастных блоков происходит по глубинному разлому, который прослеживается в гравитационном поле в виде резкой градиентной ступени, а в магнитном — узкой и весьма интенсивной зоной линейных аномалий.

В составе герцинского фундамента, также на основе прослеживания гравимагнитных аномалий, четко выделяются две складчатые зоны. Одна из них, входящая в состав Урало-Монгольского пояса, протягивается с севера на юг со стороны Урала, Мугоджар и Тургайского прогиба вплоть до Аральского моря и затем, постепенно изгибаясь к юго-востоку, сочленяется с герцинидами Тянь-Шаня. Она имеет, по-видимому, раннегерцинский возраст. Вторая зона, вероятно позднегерцинская, простирается почти в широтном направлении от северного Причерноморья (Скифская плита) через Предкавказье и далее на восток, вплоть до Ферганы. Обе эти складчатые зоны сочленяются по глубинному разлому, проходящему от отрогов юго-западного Гиссара через среднее течение р. Амударьи (Бухара) до района непо-

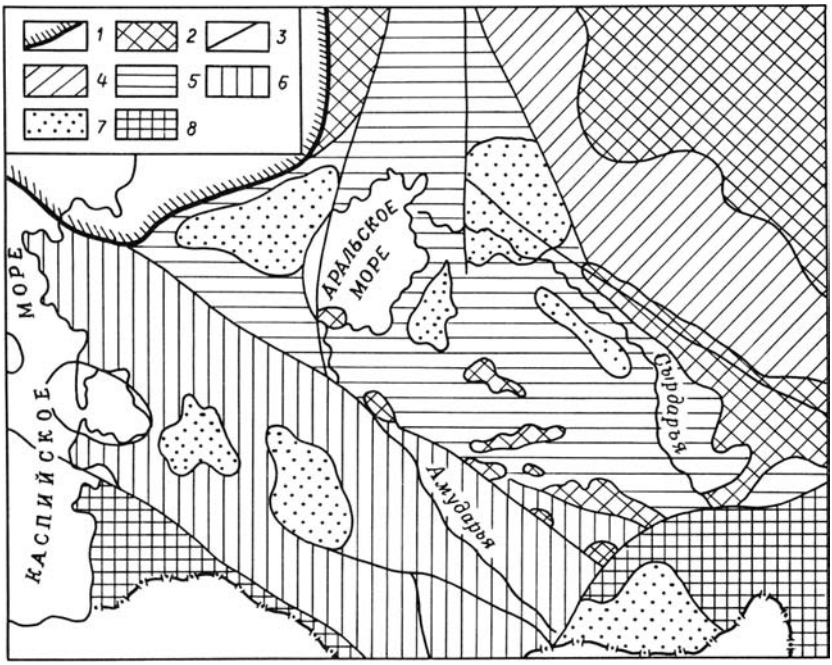


Рис. 40. Тектоническая карта фундамента Туранской плиты. По *Н.Г. Чочиа*, 1982, с упрощениями:

1 — границы Восточно-Европейской платформы; *2* — выходы на поверхность складчатого палеозойского фундамента в границах плиты и за ее пределами; *3* — наиболее крупные глубинные разломы; *4—8* — возраст фундамента плиты: *4* — каледониды, *5* — герциниды северо-восточной зоны, *6* — герциниды юго-западной зоны, *7* — массивы байкалид, *8* — альпиды южного и юго-восточного обрамления плиты

средственно южнее п-ова Бузачи — края Русской платформы. Это так называемый «Бухарский разлом». Здесь расположена гравитационная ступень огромной амплитуды и довольно четкая субширотная линейная магнитная аномалия. Четкое отражение в гравимагнитных полях находит также разлом, отделяющий эту субширотную зону поздних герцинид от альпийской складчатой области Копетдага. В составе отмеченных герцинских зон по данным гравимагнитных исследований выделен ряд каледонских или, возможно, байкальских жестких массивов, обтекаемых герцинскими складчатыми сооружениями. К ним приурочены участки, на которых в большинстве случаев отсутствуют осадки промежуточного этажа и располагаются крупные и крупнейшие положительные структуры (рис. 40).

Герцинский складчатый фундамент обнажается на хр. Каратау и на возвышенностях севернее среднего течения р. Амударьи, в горах Султануиздаг (низовье р. Амударьи). Кроме того, на ряде участков плиты он вскрыт глубокими скважинами.

В районах, прилегающих к Мугоджарам и Тургаю, фундамент слагают кварциты, кристаллические сланцы, мраморы, песчаники (нижнего палеозоя или рифея), мощные флишоидные толщи силура, известняковые и вулканогенно-осадочные толщи девона – среднего карбона. Широко развиты среднепалеозойские основные (спилит-кератофировые и диабазовые) и кислые (липарит-дацитовые) вулканогенные образования, а также позднекаменноугольно-раннепермские гранитоиды. Особенно характерны эффузивы турне (до 4 км), протягивающиеся вдоль зоны сочленения каледонид Казахстана и герцинид Урала. Общая мощность палеозойских отложений, составляющих фундамент, 8 км.

К югу от глубинного «Бухарского разлома» в пределах широтной ветви герцинид фундамент выходит на поверхность на возвышенностях в районе г. Красноводска (Туаркыр и др.). Кроме того, он вскрывается скважинами на Центрально-Каракумском и Карабогазском сводах (см. рис. 39). Он представлен гранито-гнейсами, эффузивами нижнего и среднего палеозоя, среднепалеозойскими кремнистыми сланцами и кварцитами, прорванными габброидами. Наиболее молодыми толщами, входящими в состав фундамента, являются карбонатно-терригенные отложения и липарито-дацитовые туфы среднего и верхнего карбона.

Промежуточный (второй) структурный этаж

Породы этого структурного этажа с резким угловым несогласием ложатся на породы фундамента и перекрыты несогласно лежащими на них породами чехла. В пределах области развития каледонского фундамента этот этаж вскрыт скважинами в западной половине Чу-Сырысуйской впадины и обнажается на ряде участков вдоль северного края плиты. В его основании залегают вулканогенно-осадочная толща нижнего девона и низов среднего девона (андезиты, дациты, липариты, пачки красноцветных песчаников и конгломератов), перекрываемая средне- и верхнедевонскими песчаниками и конгломератами. Мощность разреза до 7 км.

Выше залегает соленосная (гипсы, ангидриты, каменная соль) или угленосная толща, возраст которой — от верхов фамена до турне включительно. Ее мощность до 4 км. На ряде участков в пределах этой толщи отмечаются проявления соляной тектоники. С этими участками связаны промышленные проявления нефти и газа.

Верхи рассматриваемого комплекса сложены пестроцветной песчано-конгломератовой толщей мощностью до 3,5 км, охватывающей возрастной интервал от среднего карбона до нижнего триаса включительно. Этот комплекс обычно слабо дислоцирован (углы падения до 15—20°).

В пределах области развития герцинского фундамента промежуточный комплекс имеет раннепермско-позднетриасовый возраст. Он распространен почти повсеместно и отсутствует лишь на выступах фундамента. Мощность комплекса изменяется от нуля — первых сотен метров до 2—4 км в пределах Центрального Устюрта и 5 км на п-ове Бузачи и к югу от него (сор Кайдак), а на п-ове Мангышлак и в Предкопетдагском прогибе достигает, по данным сейсмики, 11 км. Наиболее подробно этот комплекс изучен на п-ове Мангышлак, где, будучи интенсивно дислоцированным, обнажается на поверхности в приосевой зоне Каратауского вала (каратауский комплекс). В его пределах выделены свиты морского и континентального генезиса. В основании вскрытой его части залегает толща сильно уплотненных песчаников, алевролитов и аргиллитов, с прослоями известняков, реже туфов и эффузивов. Эта часть разреза, по данным определения фауны и флоры, относится к перми, нижнему и среднему триасу. Верхи комплекса сложены толщей черных известняков, углистых, глинистых сланцев и аргиллитов с редкой фауной аммонитов верхнего триаса.

В северо-западной части плиты (плоскогорье Устюрт) и на п-ове Бузачи этот комплекс представлен в основном мощной и весьма слабо дислоцированной толщей красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов и лишь в верхах разреза, в триасе, иногда появляются карбонатно-терригенные пачки морского генезиса.

Пермо-триасовые отложения являются одним из важнейших нефтегазоносных комплексов Туранской плиты.

Платформенный чехол

Породы, слагающие чехол, лежат либо горизонтально, либо формируют структуры с углами наклона, обычно не превышающими 1—5°. Лишь в приразломных зонах и в зонах альпийской активизации наблюдаются и более крутые углы.

В составе чехла выделяются следующие пять основных комплексов, каждый из которых образует самостоятельный подэтаж: нижнеюрский, средне- и верхнеюрский, мел-нижнемиоценовый, а также отражающие неотектонический этап развития плиты — среднемиоценово-верхнеплиоценовый и верхнеплиоценово-антропогеновый подэтажи. Три древних подэтажа являются промышленно нефтегазоносными.

Нижнеюрский комплекс залегает с резким угловым несогласием на дислоцированных породах фундамента, чаще — промежуточного этажа. Обычно развит лишь в зонах прогибов. На крупных сводах он, как правило, отсутствует. Сложен сероцветными песчано-глинистыми отложениями, обычно слабоугленосными. Мощность его колеблется от нуля до 1000 м и более.

Средне- и *верхнеюрский комплексы* в некоторых районах плиты лежат со слабым угловым несогласием на нижнеюрских отложениях или чаще — резко несогласно непосредственно на пермотриасовом комплексе, или фундаменте. Средняя юра представлена в северной и северо-восточной частях плиты угленосными песчано-глинистыми отложениями, а в юго-западной части и южной — сероцветными терригенными толщами с редкой морской фауной. Мощность средней юры изменяется от нуля до 1000 м.

Верхняя юра представлена в разных частях плиты морской, терригенной, терригенно-карбонатной или карбонатной толщей. «Мористость» разреза увеличивается с северо-запада на юго-восток. На крайнем севере плиты в разрезе верхов юры (начиная от кимериджа) появляются соли и ангидриты. Мощность отложений верхней юры изменяется от нескольких сотен до 1000 м и более.

Мел-нижнемиоценовый комплекс на отдельных участках плиты (побережье Каспия, севернее Мангышлака) трансгрессивно залегает на юрских и пермо-триасовых отложениях. Низы мела в северо-западной и западной частях плиты представлены мелководно-морскими серо- и зеленоцветными песчано-глинистыми толщами с редкой морской фауной. На всей остальной территории плиты — это континентальные пестро- и красноцветные толщи, местами соленосные и гипсоносные.

Верхи нижнего мела, особенно в южной части плиты, прилегающей к альпийской зоне,— это морская с богатой фауной толща переслаивающихся глин, глауконитовых песчаников, известняков и мергелей. Мощность осадков мела в пределах плиты достигает 1300 м и более. Отложения верхнего мела формировались в эпоху последней обширной трансгрессии, охватывавшей почти всю плиту, кроме крайней восточной части Ферганской впадины. Они представлены в низах глауконитовыми песчаниками с фосфоритовыми конкрециями, мергелями и глинами с богатейшей фауной (морские ежи, иноцерамы и т.д.). В верхах — это преимущественно карбонатная толща. Мощность верхнего мела достигает 3 км.

На востоке плиты верхнемеловой комплекс — это континентальные пестро- и красноцветные глины, песчаники и конгломераты с обломками костей динозавров и кусками древесины, лежащие обычно непосредственно на фундаменте или на отложениях пермо-триасового возраста. Их мощность редко превышает 50—100 м.

Палеогеновые отложения на нескольких участках плиты, на вершинах крупнейших поднятий — антеклиз и сводов, располагаются непосредственно на породах пермо-триаса или фундамента. Однако на основной ее части они согласно залегают на верхнемеловых отложениях. На западе и северо-западе плиты отложения палеоцена и эоцена образованы морскими толщами — извест-

няками, мергелями и глинами. Их мощность обычно не превышает 200—250 м. В восточной части Ферганской впадины морские отложения замещаются лагунными и континентальными.

Олигоцен-нижнемиоценовые отложения (аналоги майкопской серии Предкавказья) — это темно-коричневые известковистые глины с характерными остатками ихтиофауны. В направлении на восток, особенно на северо-восток (в районе Ташкента и северо-восточнее его) морские осадки палеогена и нижнего миоцена постепенно замещаются терригенными прибрежно-морскими толщами. На крайнем востоке плиты почти весь разрез рассматриваемого интервала — это континентальные осадки: пески, песчаники, пестроцветные глины и конгломераты. На юго-востоке плиты, в отложениях эоцена отмечены покровы базальтов, андезитов, их туфов и туфобрекчий. Прослои пепловых туфов отмечаются среди отложений верхнего эоцена вплоть до Аральского моря.

Среднемиоценовый — верхнеплиоценовый комплекс отложений особенно широко развит в западной части Туранской плиты. Это морские терригенные и карбонатные отложения мощностью от 100—200 м в зонах молодых поднятий до 1000 м и более — в зонах молодых опусканий (Предкопетдагский прогиб). В направлении к востоку (восточнее меридиана Аральского моря) они постепенно замещаются маломощной континентальной терригенной толщей. С угловым несогласием этот комплекс залегает на различных горизонтах палеогена или нижнего миоцена, отражая этап интенсивных неотектонических движений, происходивших в неогене как в Западной Сибири, так на Урале. В раннем и в начале среднего плиоцена в пределах всего юга СССР происходила крупная регрессия, сменившаяся в самом конце среднего и особенно в начале позднего плиоцена обширной акчагыльской трансгрессией: море вновь распространяется на восток, охватывая пространство до Урала и низовьев р. Амударьи.

Верхнеплиоценово-четвертичный комплекс представлен на западе и севере плиты как морскими (бакинская, хазарская и хвалынская трансгрессии), так и континентальными отложениями — песками и галечниками, глинами, алевролитами. Мощность этих отложений не превышает нескольких десятков метров. В Предкопетдагском прогибе и по всему востоку плиты это аллювиальные, озерные и, главным образом, эоловые образования, мощность которых изменяется от десятков и сотен метров до 1—3 км в Предкопетдагском прогибе.

Тектоническое строение плиты

Огромная тянущаяся через всю плиту от Каспия до Гиссарского хр. зона Бухарского разлома делит ее на две почти равные по площади части: северо-восточную, в пределах которой лежат

блоки каледонского и раннегерцинского фундамента, и юго-западную, с позднегерцинским фундаментом, прилегающую с севера к Средиземноморскому поясу альпид.

Полоса, прилегающая к Бухарскому разлому с юга и с севера и протягивающаяся от п-ова Мангышлак до юго-западного Гиссара, представляет собой линейную систему резко приподнятых блоков фундамента. Над ними в толще промежуточного яруса и чехла сформировался пояс обширных поднятий, в их пределах фундамент или выведен на поверхность, или приближен к ней и залегает на глубинах от 500—600 до 2—3 тыс. м. С запада — северо-запада на восток — юго-восток (см. рис. 39.) это *Мангышлакская* и *Центрально-Устюртская зоны* поднятий, *Султануиздагский вал*, *Центрально-Кызылкумский массив* и *Нуратауская горст-мегантиклиналь*.

Как с северо-северо-востока, так и с юго-юго-запада от этой центральной приподнятой зоны располагаются системы широких синеклиз, прогибов, впадин, зон линейных дислокаций, в пределах которых фундамент опущен до глубины 3—6 км, а на юге в Предмангышлакском и особенно в Предкопетдагском прогибах — соответственно до 10—14 и даже 16 км. На севере плиты это *Южно-Бузачинский прогиб*; *Устюртская синеклиза*; *Аральская впадина*; зона Северо-Приаральских линейных дислокаций; *Тургайский прогиб*; *Чу-Сырысуйская впадина; Сырдарьинская синеклиза*. Среди этих отрицательных структур выделяются всего две положительные — *Джусалинский свод* и горст-антиклинорий Бол. Каратау, а также ряд сочленяющих структур — седловин, среди которых наиболее крупной является Кумкалинская.

На юге плиты, в пределах обширной зоны опусканий, выделяются *Южно-Мангышлакско-Устюртская зона* прогибов и обширная *Амударьинская впадина*. Между этой системой прогибов и расположенным на крайнем юге плиты линейным *Предкопетдагским прогибом* и *Бахарденской моноклиналью* находится вытянутая в субширотном направлении зона распространения округлых и неправильной формы структур I порядка — сводов и сводообразных поднятий: *Карабогазский свод*, *Туаркырская зона* поднятий и *Центрально-Каракумский свод*. Кроме того, на крайнем юго-востоке и востоке плиты выделяются *Мары-Серахская зона* дислокаций, *Мургабская впадина* и *Ферганская впадина*, ограниченные глубинными разломами.

Полезные ископаемые

В породах фундамента должны быть отмечены крупнейшая Соколовско-Сарбайская группа магнетитовых *железорудных месторождений*, расположенная в Тургайском прогибе на границе с Западно-Сибирской плитой. Руды залегают под маломощной толщей чехла. В Тургайском прогибе в базальных меловых

горизонтах чехла и в кровле фундамента оконтурены месторождения *бокситов*, а среди олигоценовых отложений — ряд промышленных россыпей *титаноносных* минералов. Огромное месторождение *фосфоритов* приурочено к нижнекембрийским породам хр. Каратау, в хр. Нуратау и Каратау открыты месторождения цветных и редких металлов.

С отложениями промежуточного этажа в границах распространения каледонского фундамента, с горизонтами девона, карбона и перми в Чу-Сарысуйской впадине связан ряд небольших *газовых месторождений*.

В границах герцинского фундамента, с отложениями промежуточного этажа (пермо-триас) связываются определенные прогнозные запасы *нефти* и *газа*. В Южно-Мангышлакском – Устюртском прогибах и в Южно-Бузачинском прогибе, а также на Южном Устюрте (Барсакельмс) открыты промышленные их притоки.

В породах чехла Туранской плиты основные полезные ископаемые — *нефть*, *газ* и *газоконденсат*. Группа из более чем 15 нефтяных, газонефтяных и газоконденсатных месторождений и среди них двух значительных — Жетыбай и Узень — открыта в Южно-Мангышлакском прогибе в средне- и верхнеюрских и нижнемеловых (главным образом, неоком-аптских) отложениях. Ряд месторождений недавно открыт в Южно-Бузачинском прогибе. Помимо отложений промежуточного комплекса основными продуктивными горизонтами являются отложения неокома и юры. Важно отметить, что в 1 млн. т бузачинской и южнобузачинской нефти содержится 440 т оксида ванадия. Значительное число, главным образом, газовых, а также нефтегазовых месторождений открыто в юрских, меловых и частично палеогеновых отложениях в районе так называемой Бухарской ступени, в долине р. Вахш и Ферганской впадине; среди них такие значительные, как Газли, Мубарек, Кага. Месторождения газа установлены в юрских отложениях Центрально-Каракумского свода.

Среди полезных ископаемых следует отметить месторождения *серы* микробиологического происхождения антропогенового возраста на Центрально-Каракумском своде (Серные бугры), *галита* — в юре Мургабской впадины, мирабилита и галита в современном солеродном бассейне лагуны Кара-Богаз-Гол.

В Тургайском прогибе, на крайнем севере плиты, установлены среди олигоценовых отложений небольшие месторождения *бурых углей*. Бурые угли образуют месторождения и в юрских отложениях п-ова Мангышлак. Перечень был бы неполным без упоминания многочисленных месторождений разнообразных *строительных материалов*, особенно крупных *артезианских бассейнов* — Каракумского, Чу-Сарысуйского и других, содержащих пресную воду, а иногда — *термальные* и *минеральные воды*.

Вопросы для самопроверки

1. Структурные элементы Туранской плиты.
2. Геологическое строение фундамента плиты.
3. Что представляет собой переходный комплекс от фундамента к чехлу?
4. Геологическое строение чехла плиты.
5. История геологического развития региона в докембрии, в палеозое и мезозое.
6. Полезные ископаемые региона.

СКИФСКАЯ ПЛИТА

Границы

Плита протягивается в виде узкой широтно вытянутой полосы на пространстве от акватории Каспийского моря на востоке, где соединяется с Туранской плитой, до Карпат на западе, располагаясь непосредственно южнее Русской платформы, ограничиваясь с севера Украинским щитом. Ее южной границей являются альпийские сооружения Кавказа, Таманского и Керченского п-овов и Горного Крыма. Скифская плита охватывает пространство всего Предкавказья и Калмыцких степей, акваторию практически всего Азовского моря, весь равнинный Крым, мелководье и узкую береговую линию северо-западной части Черного моря (рис. 41). Она продолжается за пределы СССР в Румынию и частично в Болгарию. Площадь ее вместе с акваториями

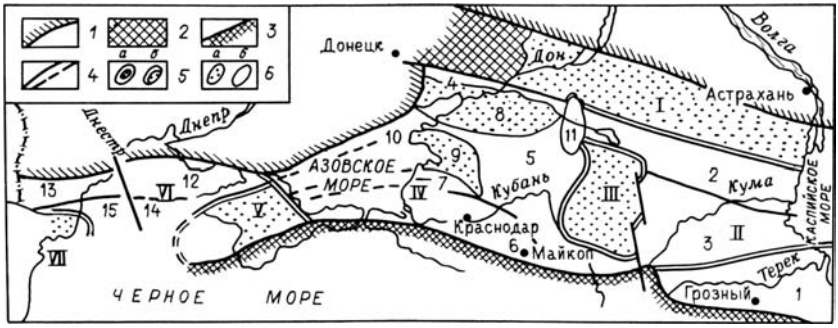


Рис. 41. Структурные элементы Скифской плиты. По *Н.Г. Чочиа*, 1982, с упрощениями:

1 — южная граница Русской платформы; *2* — выходы складчатого палеозоя Донбасса; *3* — северная граница альпид Крымско-Кавказского пояса; *4* — наиболее крупные глубинные разломы и системы разломов; *5* — контуры крупнейших (надпорядковых) структур (*а* — положительных, *б* — отрицательных); *6* — контуры крупных структур (*а* — положительных, *б* — отрицательных)

I–VII — крупнейшие (надпорядковые) структуры; I — кряж Карпинского, II — Терско-Манычский прогиб, III — Ставропольское поднятие — свод, IV — Азово-Кубанский прогиб, V — Крымское поднятие — свод; VI — Северо-Черноморский прогиб, VII — Добруджинский массив.

1—15 — крупные структуры I порядка: 1 — Терско-Каспийский краевой прогиб, 2 — Восточно-Манычский прогиб, 3 — Ногайская ступень, 4 — Тузлов-Манычский прогиб; 5 — Восточно-Кубанский прогиб; 6 — Индоло-Кубанский краевой прогиб; 7 — Тимашевская ступень, 8 — Ростовский свод; 9 — Азово-Ейский мегавал, 10 — Северо-Азовская ступень, 11 — Егорлыкская седловина, 12 — Каркинитский прогиб; 13 — Преддобруджинский прогиб, 14 — Голицынский мегавал; 15 — Килийский блок

Азовского и Черного морей достигает только в границах СССР 1 млн. км^2.

Как и Туранская, Скифская плита имеет трехъярусное строение: складчатый фундамент, промежуточный (второй) структурный этаж и платформенный чехол.

Строение фундамента

На Скифской плите, так же как и на других описанных выше молодых плитах, фундамент в основной своей части герцинский. Его консолидация произошла для разных частей плиты, по-видимому, не одновременно — в интервале от среднего карбона до начала поздней перми, что видно в пределах Донбасса, кряжа Карпинского и в районах Предкавказья. Вместе с тем фундамент таких структур, как *Крымский* и *Ставропольский своды* (см. рис. 41), является, по-видимому, более древним — раннекаледонским или даже байкальским.

В Предкавказье фундамент плиты сложен породами от докембрия до верхнего палеозоя, главным образом девона – нижнего карбона, представленных в основном сланцами, смятыми в складки широтного простирания, нарушенные дизъюнктивами. Угленосная толща Донбасса в восточном направлении вдоль кряжа Карпинского быстро сокращается в мощности и замещается карбонатно-терригенными отложениями. Наиболее молодыми в составе фундамента являются морские нижнепермские отложения. На ряде участков толщи, слагающие фундамент, прорваны верхнекаменноугольно-нижнепермскими гранитоидами. Эффузивные образования не встречены.

В пределах степного Крыма фундамент сложен позднепротерозойскими хлоритовыми и серицитовыми сланцами (Симферополь) и терригенно-карбонатными толщами палеозоя, среди которых отмечены спилиты, диабазы, андезиты и их туфы. Встречены немногочисленные интрузии гранодиоритов.

На территории Румынии и на крайнем юго-западе СССР, в устье Дуная, фундамент выступает на поверхность в виде горста (Добруджинский массив). Здесь он представлен дорифейскими и рифейскими слюдяными и хлоритовыми сланцами, филлитами, граувакками и кварцитами, силурийскими терригенно-карбонатными толщами и девонскими терригенными отложениями. Все эти породы интенсивно дислоцированы и прорваны дайками диабазов.

Поверхность фундамента плиты, начиная от южного края Русской платформы, ступенчато погружается к югу вдоль системы глубинных разломов широтного простирания. Близ южного края плиты глубина ее погружения максимальная и достигает 9 км в Черном море и более чем 12 км в *Предкавказском* прогибе. Помимо продольных пластин, на которые расчленяется фундамент Скифской плиты, в ее пределах отчетливо вы-

ступают и поперечные горстообразные поднятия, ограниченные дизъюнктивами, где фундамент или выведен на поверхность (*Добруджинский массив*), или вплотную приближен к ней (*Крымский* и *Ставропольский своды*). В их пределах глубина залегания кровли фундамента изменяется от 700—900 до 2500 м. Эти выступы разделяют общую структуру плиты на ряд огромных ячеек.

Промежуточный (второй) структурный этаж

В Предкавказье, в *Манычском прогибе* и на *гряде Карпинского* промежуточный структурный этаж представлен неповсеместно развитой верхнепермско-триасовой толщей, с резким угловым несогласием лежащей на фундаменте. Породы этого комплекса относительно слабо дислоцированы. Это красноцветные континентальные отложения: конгломераты, песчаники, аргиллиты, выполняющие узкие грабены, в которых они достигают мощности 1—3 км. Среди этих пород отмечены пачки спилитов, диабазовых порфиритов, средних и кислых эффузивов и их туфов.

Западнее отложения промежуточного структурного этажа развиты также неповсеместно. Они вскрыты глубокими скважинами или зафиксированы при сейсмических работах в основании ряда некоторых наиболее глубоких прогибов на восточном берегу Азовского моря (район г. Ейска), на мысе Тарханкут, в крайней западной точке Крыма и в Добруджинском прогибе. Здесь они имеют позднепермско-триасово-раннеюрский возраст, сложены мощной толщей терригенных флишоидного характера и частично вулканогенных образований, дислоцированных достаточно интенсивно.

Платформенный чехол

Базальные горизонты платформенного чехла в различных частях имеют различный возраст. В Предкавказье — средний и поздний триас, чаще ранняя или средняя юра. В степном Крыму — это верхи нижней, средней или верхней юры и даже нижний мел. Мощность чехла колеблется от сотен метров, на отмеченных выше сводах и кряже Карпинского, до 7—10 тыс. м. в наиболее глубоких участках краевых прогибов.

В Предкавказье отложения верхнего триаса и нижней юры представлены терригенными отложениями или терригенно-вулканогенной толщей (кислые и средние эффузивы, их туфы, туфобрекчии и туфопесчаники). Мощность этих толщ обычно не превышает 1000 м.

Верхи нижней и средняя юра в Предкавказском прогибе и степном Крыму — это толща песчаников, алевролитов и аргиллитов с углистыми прослоями. Ее мощность достигает в Предкавказском прогибе 2,5—3 км, в Крыму — существенно меньше. На

Ставропольском своде эта часть разреза, как и нижележащие горизонты чехла плиты, отсутствует. Верхняя юра широко развита по всему Предкавказью и в степном Крыму. По материалам сейсмических исследований она уверенно выделяется и на акваториях Азовского и северной части Черного морей. Во всех этих районах она представлена терригенной, местами флишоидной, иногда пестроцветной толщей, реже известняковыми (в том числе рифогенными в Крыму), гипсоносными и соленосными (в Предкавказье) отложениями. Мощность верхней юры обычно не превышает 1,5 км.

Меловые отложения, развитые практически на всей площади Скифской плиты, лежащие на подстилающих отложениях обычно со слабым несогласием, имеют морской генезис и довольно однообразный состав. В разрезе нижнего мела выделяются терригенные и реже карбонатно-терригенные отложения неокома, мощность которых обычно не превышает первых сотен метров, и лежащие выше трансгрессивно и со слабым угловым несогласием апт-альбские песчаники и алевролито-глинистые отложения мощностью обычно в несколько сотен метров, реже до 1 км.

В составе верхнего мела выделяются сеноманские глауконитовые пески и глины и вышележащие турон-маастрихтские и датские отложения, представленные мергелями, известняками и писчим мелом. Мощность верхнемеловой толщи на Скифской плите измеряется от 400—600 до 2000 м.

В разрезе мела, в Предкавказье и в Крыму (*Каркинитский прогиб*) установлены вулканогенные образования: диабазы, базальты, андезиты, дациты, липариты, их туфы и туфобрекчии.

Палеоген – нижний миоцен обычно со слабо выраженным несогласием залегает на меловых породах. В основании — это песчано-глинистые и мергельные толщи палеоцена – эоцена, мощность которых колеблется от десятков метров до 1 км. Выше залегают отложения так называемой майкопской серии (олигоцен – нижний миоцен). Она считается нефтематеринской толщей. В западном направлении на акватории Азовского моря и западнее глины этой серии замещаются маломощной песчано-глинистой толщей. Более высокие части разреза — средний – верхний миоцен и нижний плиоцен — это обычно толщи мелководно-морских отложений: песков, глин, известняков-ракушечников, мощность их не превышает 100 м. Основную часть разреза верхнего плиоцена и антропогена слагают песчано-глинистые отложения акчагыльского и апшеронского ярусов, их максимальная мощность в Прикаспии достигает 1500 м. Более молодые отложения формируют морские и озерно-аллювиальные террасы и комплекс покровных отложений. Их общая мощность обычно не превышает первых десятков метров.

Тектоническое строение плиты

Узкая и длинная, широтно вытянутая Скифская плита, протянувшаяся между южным краем Русской платформы и альпидами Средиземноморского пояса (Карпаты, Горный Крым, Большой Кавказ), сопрягается с ними по системам сближенных глубинных разломов, фиксируемых профилями глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). При этом краевые структуры альпид надвинуты на южный сильно погруженный до глубин 9—12 км (по кровле фундамента) край плиты, на котором сформировалась зона обширных краевых прогибов, частично перекрывая его. Небольшой по горизонтальной амплитуде крутой надвиг пород Скифской плиты отмечается и вдоль края Русской платформы.

Крупнейшие (надпорядковые) структурные элементы фундамента в согласии с общим простиранием плиты вытянуты в широтном направлении (см. рис. 41). Однако, как уже отмечалось, все они тремя крупными блоковыми поднятиями фундамента и сформированными над ними в породах II структурного этажа и чехла сводами — *Ставропольским, Крымским, а также Добруджинским массивами*, частично ограниченными разломами субмеридионального направления, подразделяются на четыре крупных ячеи — региональные прогибы (мегапрогибы): *Терско-Манычский*, протягивающийся от западного берега Каспия до восточного края Ставропольского поднятия (свода); *Азово-Кубанский*, расположенный на пространстве от западного края *Ставропольского поднятия* (свода) до восточного побережья Крыма и Сиваша, включая всю акваторию Азовского моря; *Северо-Черноморский*, охватывающий крайние северные и западные части Крымского п-ова и всю акваторию северной части Черного моря до края Добруджинского массива; Мизийский, находящийся уже за пределами СССР — на территории Румынии и частично Болгарии и потому не рассматриваемый здесь. Кроме того, в северо-восточной части плиты, начиная от обнаженных структур Донецкого кряжа на западе и до Каспия на востоке, непосредственно вдоль края Русской платформы выделяется еще одна крупнейшая (надпорядковая) структура — *гряда Карпинского*.

Краткая характеристика строения крупнейших структур и входящих в их состав структур I порядка производится в направлении с северо-востока и востока на запад, начиная от побережья Каспия и границы с Русской платформой.

Гряда Карпинского — валообразная зона приподнятого залегания палеозойского фундамента, является подземным продолжением структур Донбасса. Кровля фундамента в его границах, начиная от берегов Каспия, где она лежит на глубине 2500 м, испытывает непрерывное воздымание в направлении на запад и на р. Донец выходит на дневную поверхность. В зоне, прилегающей

к Каспию, в его пределах сейсмическими работами в чехле выявлено два узких вала, разделенных такими же узкими прогибами. Эти структуры четко отражаются и в фундаменте. Структур первого порядка в его пределах пока не оконтурено.

Терско-Манычский прогиб является областью глубокого (от 4 до 12 км) погружения фундамента. Вдоль его южного края протягивается Терско-Каспийский краевой прогиб с глубинами залегания фундамента 7—12 км, а вдоль северного его края — Восточно-Манычский прогиб с глубинами залегания фундамента от 4 до 7 км. Они разделены Ногайской ступенью.

Ставропольское поднятие (свод) — двухвершинная структура, в пределах которой фундамент залегает на глубинах от 700 м до 3000 м. От зоны альпид (Минераловодский выступ) оно отделено узким прогибом. *Восточно-Манычский прогиб* отделяет его от кряжа Карпинского. Привершинная часть поднятия осложнена положительными структурами II и III порядков.

Азово-Кубанский прогиб представляет собой систему из трех прогибов (с севера на юг): неглубокого Тузлов-Манычского прогиба, вплотную прилегающего к выходам палеозойского фундамента Донецкого кряжа; обширного *Восточно-Кубанского прогиба* и наиболее крупного *Индоло-Кубанского краевого прогиба*, в пределах которого фундамент опущен до глубины 12 км. Последний сочленяется с частично надвинутыми на него альпидами *Кавказского мегантиклинория*. Все эти прогибы разделены *Тимашевской ступенью*, *Ростовским сводом* и огромным *Азово-Ейским мегавалом*, протягивающимся от меридиана г. Краснодара через всю центральную часть Азовского моря до Сиваша. Этот мегавал отделен от края Русской платформы, совпадающей на данном участке с северным побережьем Азовского моря, узкой, но достаточно четкой Северо-Азовской ступенью.

Между крайней северо-восточной частью рассматриваемого регионального прогиба и северо-западной частью Терско-Манычского прогиба располагается сочленяющая их структура — *Егорлыкская седловина*.

Крымское поднятие (свод) охватывает почти весь степной Крым. В пределах свода кровля фундамента расположена на глубинах от 700 до 2500 м. На крайнем севере полуострова, в районе Перекопа, фундамент испытывает резкое погружение — сюда заходит с запада краевая часть обширного Каркинитского прогиба, отделяющего это поднятие от края Русской платформы.

Северо-Черноморский прогиб охватывает все пространство от Крымского поднятия до Добруджинского массива, располагаясь главным образом на акватории Черного моря. В его пределах выделяются обширный *Каркинитский прогиб* и продолжающий его на западе *Преддобруджинский прогиб*, которые разделены глубинным разломом. К югу от них протягивается крупный *Голицынский мегавал*, начинающийся на Тарханкутском мысе

Крымского п-ова и прослеженный морскими сейсмическими работами до Советско-Румынской границы. Здесь на его продолжении установлен Килийский блок.

К югу от Голицынского мегавала и Килийского блока намечается еще один прогиб, открывающийся в сторону батиали Черного моря; в пределах этого прогиба глубина залегания фундамента достигает 8—9 км.

Добруджинский массив — выступ герцинского основания — почти целиком располагается на территории Румынии. В пределы СССР попадает лишь очень небольшая крайняя восточная его часть.

В большинстве районов Скифской плиты для перечисленных выше крупнейших и крупных структур, так же как и для некоторых структур более низких порядков, наблюдается прямая связь между их контуром по поверхности фундамента и их очертаниями по горизонтам II промежуточного этажа до низов эоцена включительно, что свидетельствует об их унаследованном развитии. Вверх по разрезу отмечается постепенное их выполаживание, и в отложениях, начиная с олигоцена, они обычными геологическими методами, как правило, не фиксируются.

Как уже отмечалось, с юга и севера плита на всем протяжении ограничена глубинными разломами, секущими не только породы фундамента и промежуточного этажа, но проникающими и в низы чехла. На значительном протяжении, особенно вдоль границы с альпидами, к ним приурочены и надвиги. Глубинные разломы разделяют и ряд региональных и крупных структур. Так, протяженный глубинный разлом ограничивает восточный борт *Ставропольского свода*, причем на юге он далеко выходит за пределы плиты; глубинные разломы отделяют *Тузлов-Манычский прогиб* и другие структуры. Наиболее крупные из них показаны на рис. 41.

Дизъюнктивные нарушения в отложениях чехла прослеживаются вплоть до самых верхних его горизонтов; особенно резко они проявляются в пределах средних и мелких структур в полосе вдоль южного края плиты на всем пространстве от берегов Каспия до западного берега Крыма. Наибольшей интенсивности они достигают в пределах бортов Терско-Каспийского и Индоло-Кубанского краевых прогибов и особенно в нефтеносных районах Грозного и Майкопа. Здесь узкие, крутые, опрокинутые на север антиклинальные складки рассечены серией крутых надвигов и сбросов, амплитуда которых достигает многих сотен метров.

В направлении к северу, в сторону приосевых частей указанных прогибов, количество дизъюнктивов, секущих чехол, и особенно их амплитуды быстро и резко сокращаются.

Полезные ископаемые

Важнейшие полезные ископаемые Скифской плиты — *нефть*, *газ* и *газоконденсат*. Краткий обзор их месторождений приводится в том же порядке, который был применен при описании основных структурных элементов, т.е. с север-северо-востока на запад, юго-запад.

Западная половина гряды Карпинского с глубинами залегания фундамента менее 1,2 км является малоперспективной. В ее восточной части, примыкающей к Каспию, уже открыто около 20 небольших газовых и газоконденсатных месторождений с продуктивными горизонтами в карбонатных породах верхней юры и терригенных отложениях нижнего и верхнего мела.

В границах Терско-Каспийского краевого прогиба, вдоль его прикавказского борта, в районе г. Грозного выделено от одной до трех крупных, нарушенных дизъюнктивами, запрокинутых на север крутых антиклинальных складок. Здесь открыто около 30 нефтяных и газоконденсатных очень сложно построенных месторождений, важнейшим из которых является Грозненское. Основные запасы углеводородов (УВ) связаны с осадками нижнего мела, где сосредоточено более трети их объема, а также с толщами палеогена и неогена. Севернее, в Восточно-Манычском прогибе и на Ногайской ступени, открыто около 50 небольших, главным образом нефтяных месторождений, основными продуктивными толщами которых являются толщи нижнего мела, а также базальный среднеюрский комплекс (Озек-Суат, Величаевка, Зимняя Ставка).

В пределах Ставропольского поднятия установлено 15 газовых и газоконденсатных месторождений. Основным продуктивным горизонтом является комплекс палеогена (главным образом, песчаные пачки в майкопской серии). От этих месторождений начинается газопровод Ставрополь – Москва. На площади восточной половины Азово-Кубанского регионального прогиба на крупных, расположенных здесь антиклинальных зонах, мегавалах и ступенях, разделяющих обширные системы прогибов, было открыто до 100, главным образом, газовых и газоконденсатных месторождений. Наибольшее значение в районах, тяготеющих к Ставропольскому поднятию, имеет нижнемеловой комплекс.

Западнее, в Приазовье, в пределах глубокого Индоло-Кубанского краевого прогиба, где эти осадки погружены на глубине более 5 км, продуктивны песчаные пачки в майкопской серии олигоцена, а также толщи верхнего миоцена, лежащие под мощной толщей глин плиоцена. Основной, наиболее перспективный комплекс — меловая толща — пока остается практически неизученным.

В зоне, тяготеющей к альпидам Кавказа, в районе Майкопа, весьма перспективен юрский подсолевой комплекс, который пока не вскрыт; залежи углеводородов связаны в этом районе с отло-

жениями мела и особенно палеогена и неогена. Здесь расположены вытянутые цепочкой месторождения Нефтяно-Ширванской площади, Хадыженская группа, залежи района Зыбза — Глубокий Яр и Майкопа. На площади огромного Азовско-Ейского мегавала, пересекающего акваторию Азовского моря, бурением изучены только его периклинали, расположенные на суше в районе восточнее Ейска и на противоположном берегу Азова в Сиваше. Здесь уже открыто более 10 газоконденсатных месторождений, с притоками из отложений альба (под аптскими глинами) и палеогена. Наиболее значительное из них — Ленинградское месторождение (в 100 км восточнее г. Ейска).

На Крымском поднятии, несмотря на многолетние поиски, залежей нефти и газа не найдено.

Северо-Черноморский региональный прогиб включает, помимо акватории Черного моря, небольшую часть территории Южной Молдавии, а также крайние северную и западную части Крымского п-ова. На Перекопском перешейке, на северо-западном берегу полуострова и на мысе Тарханкут, в отложениях нижнего мела и палеогена открыто до 15 газовых и газоконденсатных месторождений. Наибольший интерес для открытия значительных залежей углеводородов представляет Голицынский мегавал, в периклинальной части которого, выходящей на сушу, в береговой зоне мыса Тарханкут уже открыто Голицынское газоконденсатное месторождение. Кроме месторождений углеводородов, в границах Скифской плиты широко развиты *соленые озера* (район Евпатории), из которых добывают *соли брома*, *карналлит*, *хлористый магний*, *галит* и *лечебные грязи*. Особое значение для этих густонаселенных районов имеют многочисленные месторождения *строительного камня* (известняки, мергели, песчаники, эффузивные породы), а также гравийно-песчаных и гравийно-галечных смесей.

Вопросы для самопроверки

1. Структурные элементы Скифской эпигерцинской плиты.
2. Геологическое строение фундамента плиты.
3. Что представляет собой переходный комплекс от фундамента к чехлу?
4. Геологическое строение чехла плиты.
5. История геологического развития региона в докембрии, в палеозое и мезозое.
6. Полезные ископаемые региона.

Глава VI

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ

На юго-западе европейской части СССР находится складчатое сооружение Восточных Карпат, отделенное от Русской платформы *Предкарпатским краевым прогибом* (рис. 42). Западнее Восточных Карпат располагается Закарпатский межгорный прогиб, осложненный вулканогенной Выгорлат-Гутинской грядой. Между Предкарпатским краевым прогибом и Закарпатским меж-

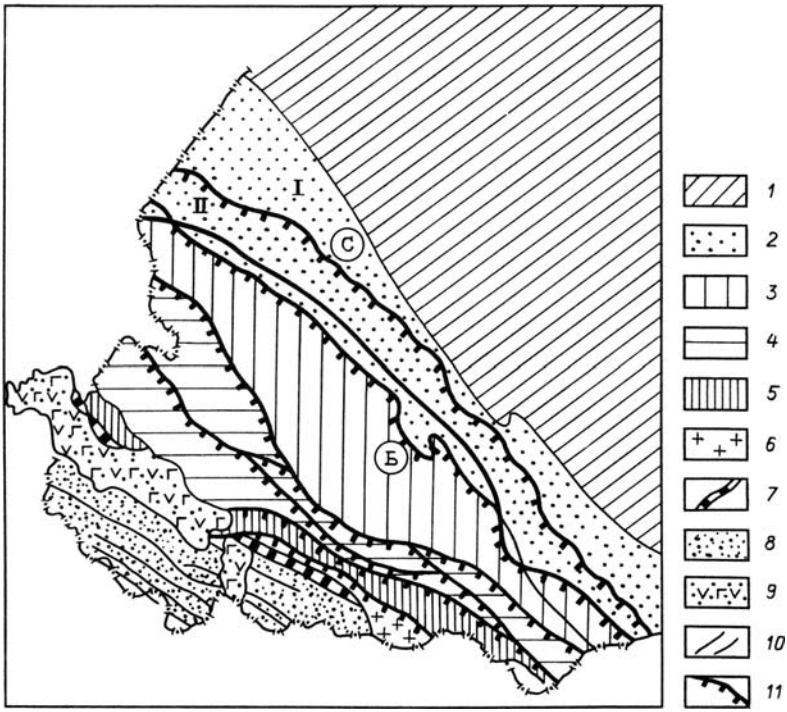


Рис. 42. Схема структурного районирования Восточных Карпат, По *В.М. Цейслеру, В.Б. Караулову* и др., 1984:

1 — Восточно-Европейская платформа; *2* — Предкарпатский краевой прогиб: I — внешняя зона. II — внутренняя зона. Внешняя часть Восточных Карпат: *3* — Скибовая складчатая зона; *4* — Силезско-Черногорская группа зон; *5* — Раховско-Беркутская группа зон; *6* — Мармарошская зона; *7* — зона Пьенинских утесов; *8* — Закарпатский межгорный прогиб; *9* — андезито-базальты Выгорлат-Гутинской гряды; *10* — главные разломы в фундаменте; *11* — надвиги: С — Стебницкий, Б — Береговский

горным располагается собственно складчатая область, представленная Скибовой, Силезско-Черногорской, Раховско-Беркутской зонами. Это сложная система чешуй, надвинутых на край платформы. На юге области располагается Мармарошская зона (Раховский массив, имеющий, по-видимому, аллохтонное залегание). Именно здесь вскрываются наиболее древние отложения. Это глубокометаморфизованные гнейсы, слюдистые сланцы и мигматиты, кварциты, мраморы и порфироиды. Общая видимая мощность около 4 км. Эта толща датируется как позднепротерозойская – раннепалеозойская.

В Предкарпатском прогибе скважинами вскрыты рифейские отложения (красноцветные филлиты), кембрийские отложения (немые сероцветные аргиллиты и кварциты), ордовикские и силурийские аргиллиты, известняки с брахиоподами и граптолитами. Эти отложения (мощность 2,5 км) в Предкарпатском прогибе дислоцированы и погребены под более молодыми осадками. На востоке Предкарпатского прогиба вскрыт средний – верхний палеозой платформенного типа. По-видимому, в рифее и палеозое район Восточных Карпат и частично Предкарпатья прошел все этапы геосинклинального развития, и к началу мезозоя на нем заложились новые прогибы.

Триасовые отложения распространены крайне ограниченно. К нижнему триасу отнесены залегающие с угловым несогласием на палеозое конгломераты, глинистые сланцы, песчаники, яшмы с покровами диабазов. Средний триас включает доломиты, доломитовые брекчии и известняки. Верхний триас охарактеризован известняками, содержащими разнообразную бентосную фауну. Юрские отложения широко распространены в Восточных Карпатах, но они перекрыты молодыми отложениями и доступны для изучения практически только в скважинах. Начинается разрез с песчано-глинистых отложений синемюра (т. е. не исключено стратиграфическое несогласие на границе с триасом). На нижнеюрских отложениях с перерывом и несогласием залегают отложения средней юры, представленные известняками с гастроподами и пелециподами. Верхи средней и низы верхней юры представлены труднорасчленяемой толщей с многочисленными аммонитами. Также трудно расчленимы оксфорд-кимериджские и волжские карбонатные разрезы. В юре развиты и вулканиты офиолитовой ассоциации, указывающие на присутствие в это время коры океанического типа. В западной части Предкарпатского прогиба юра представлена мелководными морскими отложениями, а на востоке континентальными, угленосными, (средняя юра) и гипсоносными лагунными отложениями (верхняя юра).

Меловые отложения в Восточных Карпатах широко распространены. В течение мела здесь существовали морские бассейны, отчасти глубоководные, расчлененные на зоны с разнонаправленными движениями земной коры значительной амплитуды. В

соответствии с этим наблюдается большое разнообразие фаций, среди которых резко преобладает флиш. Карпатские бассейны соединялись с западно-европейскими морями, существовавшими на протяжении всего мелового периода.

Отложения раннего мела (неокома) представлены флишевой формацией — темными, почти черными кремнисто-карбонатными сланцами и кремнистыми известняками, в которых содержатся аммониты валанжина и готерива (мощность около 1000 м). Отложения апта залегают с небольшим размывом на неокоме. Они, как и неоком, принадлежат к флишевой формации. Это конгломераты, песчаники, алевролиты с фораминиферами и редкими аммонитами. Альбские отложения представлены глинистыми, песчанистыми и мергелистыми осадками, главным образом, с редкими аммонитами верхнего альба. Мощность апта и альба составляет 800—1000 м. Отложения верхнего мела начинаются с сеномана. Литологически сеноманские отложения близки к верхнему альбу. Граница альба и сеномана, нижнего и верхнего мела не вполне ясна из-за скудости фаунистических находок. Также не всегда ясны границы и мощности турона. Только в Предкарпатском прогибе турон выделяется достаточно определенно: это светлые иноцерамовые известняки. Начиная с туронского и до конца датского времени, в Карпатах четко выделяется флишевая зона, где накапливаются песчано-глинистые осадки; в этих толщах трудно провести ярусное расчленение, так как они довольно скудно охарактеризованы фауной. Что касается Предкарпатского прогиба, то здесь до конца верхнего мела накапливались карбонатные толщи, которые достаточно определенно стратифицируются по фораминиферам, аммонитам и белемнитам. Мощность верхнего мела оценивается в пределах от 600 до 2000 м.

В палеогене флишеобразование в Карпатах заканчивается. К палеоцену относят мощные (от 200 до 1200 м) толщи чередующихся песчаников и алевролитов с характерным комплексом фораминифер. На них без следов перерыва залегают тонкоритмичные флишевые образования эоцена (иероглифовый флиш), охарактеризованные фораминиферами (мощность от 450 до 1500 м). Олигоцен представлен аргиллитами, кремнистыми известняками и мергелями. Возраст устанавливается по фораминиферам и моллюскам (мощность олигоцена изменяется от 100 до 1000 м).

В неогене начинается орогенный этап развития области. Осадконакопление было сосредоточено в Предкарпатском прогибе и в Закарпатских межгорных впадинах. В эти прогибы поступило большое количество обломочного материала за счет разрушения молодых Карпатских горных сооружений. В Закарпатье существовали лагунные условия, способствовавшие образованию мощных соляных толщ (нижний миоцен). В среднем миоцене устанавливается кратковременная связь с открытым морем. Морской

режим сменялся континентальными условиями, что привело к накоплению углей. К концу миоцена и в плиоцене широко проявился андезитоидный вулканизм. Предкарпатский прогиб к началу неогена был более узким и охватывал лишь современную западную часть прогиба. В начале миоцена море почти полностью регрессировало, в прогибе установился режим соляных лагун, что привело к накоплению каменных и калийных солей. В начале среднего миоцена прогиб увеличился в размерах, возобновилось накопление морских терригенных осадков. К началу позднего миоцена бассейн окончательно обмелел. Это сопровождалось образованием гипсов и солей. Предкарпатский прогиб превратился в сушу.

Четвертичные отложения Карпат фациально очень разнообразны: это ледниковые, аллювиальные, делювиальные, элювиальные осадки.

Полезные ископаемые

Среди полезных ископаемых Восточных Карпат существенное место занимают *газо-нефтяные месторождения*. Основным типом таких месторождений являются пластовые сводовые залежи в песчаниках мелового и палеогенового флиша и в молассовых толщах нижнего миоцена (Битковское, Бориславское и т. д.). Во внешней части Предкарпатского прогиба в юре, в среднем и верхнем миоцене установлены залежи газа (Дашава, Стрый и т. д.). На Бориславском месторождении в олигоцен-миоценовых отложениях отмечены проявления озокерита.

С докембрийскими метаморфическими комплексами Раховского массива генетически связаны: мелкие месторождения *магнетита* и *марганцевых руд*, *колчеданные* и *полиметаллические рудопроявления*.

Генетически со структурами фундамента складчатых Карпат и молассовых прогибов связаны месторождения и проявления разнообразных *минеральных вод*, которые пространственно контролируются зонами разрывных нарушений. Среди них известны гидрокарбонатно-натриевые воды типа боржоми, углекислые гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды, подобные ессентукским, обнаружены в верховьях Рики, Тисы и т. д.

С неогеновым магматизмом генетически связаны колчеданная и полиметаллическая минерализация Закарпатского прогиба.

Среди неметаллических ископаемых, связанных с молассовыми формациями неогена, следует отметить месторождения *калийных солей* (Калушское, Стебницкое), *каменной соли* (Дробычское, Солотвин), *бурых углей* и *серы*.

КРЫМ

Мы рассматриваем складчатые сооружения Горного Крыма, которые занимают южную часть Крымского полуострова и Керченский полуостров, а также прилегающую к нему равнинную, степную часть Крыма (рис. 43). Северная, степная часть Крыма относится нами к западной части Скифской плиты.

В развитии **Горного Крыма** выделяют: 1) комплекс основания (верхний протерозой – палеозой); 2) мезозойский геосинклинальный комплекс (средний триас – верхняя юра); 3) квазиплатформенный комплекс (нижний мел – палеоген); комплекс тектонической активизации (неоген-четвертичный).

В Горном Крыму комплекс основания возможно изучить только по изолированным глыбовым выходам. В этих выходах встречаются зеленые метаморфические сланцы, среднекаменноугольные и пермские известняки. Происхождение этих глыб не вполне ясно. Одни исследователи связывают их появление с оползнями в области флишевого прогиба, другие не исключают их появление в зонах разломов.

Триас в пределах Крыма наиболее полно изучен в районе Симферополя между реками Салгир и Альма. В основании триаса залегает толща (мощность 250—300 м) алевролитов, глинистых сланцев и песчаников с карнийско-норийскими двустворками. Выше в разрезе преобладают кварцевые песчаники (мощность 150 м). В толще песчаников встречаются линзы мелкогалечных конгломератов и известняков. Возраст определяется по находкам двустворок и брахиопод как норийско-рэтский. В самых верхах этой толщи встречаются лейасовые брахиоподы, что свидетельствует о постепенном переходе от триаса к юре. В песчаниках и сланцах содержится значительная примесь туфогенного материала, нередки пластовые тела эффузивов. Юрские отложения широко распространены в Горном Крыму. Здесь обнаружены комплексы аммонитов, которые позволяют выделять все подразделения лейаса. Литологически лейас представлен ритмично чередующимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками с линзами известняков. Их мощность 500—1000 м. Отложения лейаса значительно дислоцированы. На них с размывом и несогласием залегают отложения средней юры — глинистые сланцы и грубозернистые песчаники, местами конгломераты. В долине р. Качи и в районе Карадага с толщами средней юры связаны эффузивы. В верхах доггера преобладают сланцевые глины с конкрециями сидеритов и батскими аммонитами. Для средней юры характерна интенсивная интрузивная деятельность; интрузии типа лакколитов обнажены между Ялтой и Алуштой. Келловей-оксфордские отложения верхней юры залегают в основном согласно на среднеюрских. Они носят флишевый характер и выше по разрезу сменяются мелководными рифогенными известняками с ко-

Рис. 43. Схема структурного районирования Крыма и Кавказа. По *М.Б. Федорову*:
1 — границы зон; *2* — офиолитовые пояса.

раллами, брахиоподами, моллюсками, принадлежащими кимеридж-волжскому ярусам. Эти известняки слагают крымское высокогорье (Яйлу) на протяжении от Балаклавы до Алушты. В основании рифогенных известняков залегают толщи конгломератов до 600 м мощности, содержащие гальку гранитов, неизвестных в обнажениях. Общая мощность юрских отложений в Горном Крыму около 1000 м.

Морские геосинклинальные условия, существовавшие в Южном Крыму в начале юры, сменяются поднятием и складкообразованием в конце ранней и начале средней юры. Затем до конца периода вновь существует мелкое море, на дне которого происходили вулканические излияния (Карадаг, мыс Фиолент и т. д.). Позднеюрский бассейн с севера и юга ограничивается поднятиями, благодаря которым накапливаются флишевые толщи. Наиболее устойчивые прогибы приурочивались в юрское время к западной и восточной оконечностям Крымских гор.

Меловые отложения залегают с несогласием и размывом на юрских и триасовых. Разрез мела начинается с готерива – баррема, представленных маломощными песчаниками с аммонитами. Аптские отложения также маломощны — это глины с белемнитами. Отложения верхнего альба залегают на более древних меловых отложениях трансгрессивно, с конгломератами в основании. Их возраст датируется по белемнитам. Общая мощность нижнемеловых отложений 250—300 м. В верхнем мелу по Карпатско-Кавказской области распространялась трансгрессия. Отложения верхнего мела представлены терригенно-карбонатными (сеноман) и карбонатными (турон, сантон – маастрихт) отложениями. Внутри верхнего мела отмечается стратиграфический перерыв (выпадают из разреза коньяк и нижний сантон). Мощность верхнего мела от 200 до 700 м. Орогенические движения в конце юры привели к появлению в западной части Горного Крыма антиклинорного поднятия. Осадконакопление в меловом периоде происходило в зоне краевых прогибов.

В Крыму самые значительные опускания произошли в сеноманe. В коньякское и сантонское время происходит регрессия и размыв ранее отложившихся осадков. Следующая трансгрессия начинается с верхнего сантона – кампана. Карбонатное осадконакопление становится повсеместным. Вулканическая деятельность сокращается. В палеоцене особенно четко проявляется дисимметрия в развитии западной и восточной частей Горного Крыма, которая продолжается в течение всего кайнозоя. В западной части отмечается субплатформенное развитие, а на востоке в олигоцене – раннем миоцене закладывается прогиб и формируется моласса. В Западном Крыму палеоцен представлен массивными известняками с многочисленными двустворками, эоцен — нуммулитовыми известняками. В восточной части Крыма палеоцен и эоцен характеризуются флишевыми толщами с форамини-

ферами. Здесь разрез палеогена заканчивается глинами с прослоями алевролитов и мергелей так называемой майкопской серии. Мощность палеогена в восточной части Крыма составляет около 2000 м.

В неогене западная часть Крыма была вовлечена в поднятие и поэтому характеризуется мелководными и континентальными отложениями (песчаники, конгломераты, известняки-ракушечники). Восточная часть (Керченский п-ов) была максимально опущена, и в ней сформировался полный разрез морского неогена. В антропогене происходит образование морских и речных террас, делювиальных и коллювиальных шлейфов, озерных осадков.

Суммируя изложенное, можно представить себе, что в триасе на позднепротерозойском и палеозойском основании заложился геосинклинальный прогиб. В течение ранней и средней юры в этом прогибе шло образование осадочно-эффузивных толщ. Предкелловейская складчатость привела к тому, что позднеюрские отложения повсеместно залегают несогласно.

В восточной части Крыма в среднем плиоцене произошло погружение южного крыла и ядра антиклинория Горного Крыма под уровень Черного моря. На востоке — на Керченском полуострове — сформировался краевой прогиб, который продолжает Кубанский прогиб Предкавказья.

Полезные ископаемые

Основные полезные ископаемые Горного Крыма — разнообразные виды *строительных материалов*. Среднеюрские магматические породы используются для производства бутового камня, как облицовочный материал; к ним приурочены проявления *поделочных полудрагоценных камней*. Келловейские вулканогенные толщи являются сырьем для производства цемента. Важное промышленное значение имеют месторождения верхнеюрских *металлургических* (*флюсовых*) *известняков* (Балаклавское, Мраморное). Мраморовидные разности верхнеюрских известняков используются как облицовочный материал. Широкое применение для строительных целей находят *известняки* датского яруса и среднего эоцена, а также *известняки-ракушечники* понтического и мэотического ярусов.

На Керченском п-ове к киммерийским отложениям приурочены залежи *железной руды*, представленные бурым железняком и сидеритом. С отложениями майкопской серии и среднего миоцена связаны небольшие месторождения *нефти* и *газа*.

В пределах Керченского п-ова имеются также озерные *лечебные грязи* и *минеральные соли*.

КАВКАЗ

Кавказские горные сооружения расположены между Черным и Каспийским морями, на севере ограничены Скифской плитой, на юге — Африкано-Аравийской платформой. В пределах Кавказа выделяют (см. рис. 43) *мегантиклинорий Большого Кавказа*, который протягивается в близком к широтному направлении от Керченского пролива на западе до Апшеронского п-ова — на востоке. В его составе выделяется *Северокавказский краевой массив*. Южнее расположены межгорные *впадины — Рионская* и *Куринская*, разделенные *Дзирульским массивом*, которые отделяют *мегантиклинорий Большого Кавказа* от *мегантиклинория Малого Кавказа*. С глубинными разломами Кавказа связаны Северокавказская палеозойская, *Севанская* и *Вединская* мезозойские *офиолитовые зоны*.

Кавказские горные сооружения сложены разнообразными по возрасту породами от кембрия до антропогена.

Докембрийские образования Кавказа развиты в области Главного Кавказского хребта, в пределах Малого Кавказа и в ядрах более мелких антиклинальных структур. К докембрию относят толщи гнейсов, слюдяных сланцев, амфиболитов, кварцитов, мраморов. Амфиболиты и роговообманковые сланцы рассматриваются как метаморфизованные вулканогенные породы.

Кембрийские отложения достоверно установлены на северном склоне Большого Кавказа. Нижний и средний кембрий представлены филлитами и слюдистыми кремнистыми сланцами с пачками мраморов. Возраст подтверждается находками археоциат и трилобитов. Мощность кембрийских отложений около 2000 м.

Верхнекембрийские и ордовикские отложения на Кавказе не известны. Отсутствие их свидетельствует о длительном континентальном перерыве, последовавшем за позднепротерозойской складчатостью, сформировавшей древнее складчатое основание Кавказа.

Силурийские отложения, как и кембрийские, встречаются на северном склоне Большого Кавказа, южнее г. Кисловодска в верховьях р. Малки. Они залегают в тектоническом блоке, и границы с выше- и нижележащими отложениями не ясны. Силур представлен карбонатно-филлитовыми сланцами, содержащими граптолиты всех подразделений силура, а в карбонатных прослоях в верхах толщи — наутилоидеи верхнего силура. Мощность силура около 400 м. Последующий метаморфизм силурийских отложений, неясность контактов не позволяют судить о характере бассейна. Можно предположить, что в силуре вдоль южной окраины Русской платформы существовал единый бассейн, простиравшийся от Карпат до Кавказа, соединявший Европейский и Азиатский бассейны. Известны фрагментарные выходы силура и в пределах Малого Кавказа.

В течение девонского периода в пределах Большого Кавказа существовала эвгеосинклинальная область: предполагается, что здесь были океанический бассейн и островная дуга. В бассейнах рек Лабы и Кубани к нижнему девону относят метаморфизованные кварцевые порфиры, туфы и конгломераты (мощность 1000 м); к среднему девону — туфогенные песчаники и конгломераты с линзами известняков (мощность 700 м). Отложения верхнего девона представлены терригенно-карбонатными осадками, содержащими фауну франа и фамена. С эвгеосинклинальными условиями связано образование офиолитов, мощных толщ базальтов и андезитов, гранодиоритов. На продолжении массивов офиолитов, часть которых залегает в виде остатков тектонических покровов, прослеживаются магнитные аномалии. На южном склоне Большого Кавказа, в прилегающих с юга впадинах и в пределах Малого Кавказа в палеозое существовал единый Закавказский массив континентального строения, в отдельных прогибах которого формировались преимущественно прибрежно-морские терригенные и карбонатные толщи.

В Закавказье, в бассейне Аракса, среди отложений чехла Закавказского массива, к нижнему девону относится толща метаморфизованных порфиритов с линзами мраморов. В составе среднего девона выделяются эйфельские терригенно-карбонатные отложения и живетские известняки, охарактеризованные соответствующими кораллами и брахиоподами, которые выше по разрезу сменяются известняками позднего девона.

В западной части Большого Кавказа морские условия позднего девона сохранились и в раннем карбоне. Здесь выделяются турнейские и визейские терригенно-карбонатные отложения. В серпуховский век отлагаются кремнистые илы с радиоляриями, происходят вулканические извержения кислого состава, образуются мощные толщи терригенных пород, порфиритов, их туфов и глыбовых конгломератов. Мощность нижнего карбона около 4000 м. На рубеже раннего и среднего карбона происходят крупные тектонические движения, которые привели к смене морского режима континентальным. К этому времени относится образование основных и кислых интрузий. В пределах создавшейся суши началось накопление песчано-глинистых континентальных осадков продуктивной угленосной толщи, соответствующей среднему и верхнему карбону. В составе продуктивной толщи имеются покровы и туфы кислых эффузивов. В антиклинории Малого Кавказа карбон известен на границе Армении и Нахичевани. Здесь также устанавливается постепенный переход от девона к карбону в морских фациях, выделяются отложения турне и визе. Осадки моложе визейских не известны, так как на них трансгрессивно залегают пермские отложения. Таким образом, в конце раннего карбона произошло замыкание эвгеосинклинали Большого Кавказа и образование Палеокавказского

хребта. Закавказский массив оставался устойчивым блоком, и осадконакопление сохранялось в узких прогибах.

Пермские отложения широко распространены на Кавказе. В пределах Большого Кавказа нижняя пермь представлена континентальной красноцветной молассой с остатками растений, лежащей на различных горизонтах карбона. Мощность ее изменяется от 20 до 2000 м. По-видимому, к началу верхней перми территория Большого Кавказа была уже значительно снивелирована и в пониженные участки рельефа трансгрессировало море. Верхней перми соответствуют песчаники, сланцы, конгломераты, оолитовые и рифогенные известняки. В антиклинориях Малого Кавказа пермь залегает несогласно на нижнем карбоне и согласно покрывается триасом. Пермь представлена мелководными морскими отложениями.

В триасовый период завершается развитие Палеокавказа. Триасовые отложения выполняют грабены и впадины древнего рельефа. Выходы ранне- и среднетриасовых известняков известны в долинах рек Лабы и Белой. Вулканогенно-осадочный триас вскрывается в Терско-Каспийском прогибе. В пределах Большого Кавказа происходят внедрения гранитов. На Закавказском массиве триасовые отложения без перерыва сменяют верхнепермские. Триас представлен карбонатными и терригенными отложениями, охарактеризованными кораллами, пелециподами, цератитами. Самые верхи триаса (рэт) сложены мелководными морскими отложениями, содержащими остатки растений, наряду с морской фауной.

Начиная с позднего триаса — ранней юры Кавказ переживает новый геосинклинальный этап — альпийский, создавший на этой территории новый план структурного развития. Если в палеозое в пределах Большого Кавказа существовала эвгеосинклинальная зона, то в альпийскую эпоху — это миогеосинклинальная область. Эвгеосинклинальная область смещается в пределы Малого Кавказа, развиваясь на раздробленном фундаменте Закавказского Срединного массива. В юре между Палеокавказом и Закавказским массивом закладывается геосинклинальный трог (Бзыбско-Казбекский), где отлагались мощные (до 8 км) толщи аспидных сланцев, пронизанные диабазами и базальтами, объединенные в вулканический пояс. В западной части Большого Кавказа (бассейн рек Белой и Лабы) к ранней юре относятся глинистые песчаники, сланцы лейаса с морской фауной, которые в верховьях Кубани замещаются угленосными континентальными песчаниками. В верхах тоара появляются покровы эффузивов, стяжения сидеритов. Мощность лейаса составляет около 1000 м, в зоне трога — до 3000 м. Отложения доггера представлены морскими песчано-глинистыми отложениями. К концу доггера усиливающиеся поднятия привели к сокращению площади распространения морских отложений. Мощность доггера

от 600 до 3000 м. Верхняя юра залегает трансгрессивно на более древних отложениях. Келловей (от 30 до 450 м) представлен конгломератами, песчаниками, мергелями, известными в бассейнах рек Белой, Лабы, в районе Нальчика и в Дагестане. Выше залегают рифогенные карбонатные толщи оксфорда и кимериджа (до 1500 м). Конец юры (волжский век) характеризуется развитием брекчий, известняков с линзами гипса (от 60 до 450 м). На южном погружении Большого Кавказа нижняя юра представлена глинистыми сланцами с прослоями песчаников, переходящих в аспидные сланцы. В основании лейаса известны покровы эффузивов. В составе доггера преобладают порфириты, появляются континентальные фации. Отложения верхней юры образованы флишевыми фациями. В системе Малого Кавказа юра развита на севере и востоке. В составе юрских отложений преобладают вулканогенные образования: порфириты, кварцевые порфиры, туфы, туфобрекчии. Мощность юры достигает 6000 м.

Приведенный материал свидетельствует о том, что в конце раннего лейаса в пределах Кавказа начались погружения, приведшие к проникновению сюда морского бассейна. Подвижность отдельных частей этого бассейна создала разнообразие фациальных условий. Наличие поднятий в осевой зоне Большого Кавказа обеспечивало поступление терригенного материала, а кратковременное воздымание отдельных участков привело к накоплению угленосных толщ. Вулканическая деятельность достигает максимума в течение доггера в эвгеосинклиналях Малого Кавказа. В поздней юре море становится более открытым, происходит накопление карбонатных рифогенных толщ. Последующие поднятия привели к обмелению юрского бассейна с образованием гипсоносных лагун. Характер фауны свидетельствует о связи Кавказа с основными бассейнами Тетиса.

Меловой период для Кавказа начался новой трансгрессией. Раннемеловые терригенно-карбонатные отложения залегают с небольшим несогласием и перерывом на различных горизонтах волжского яруса (верхняя юра). На северо-западном Кавказе и на южном склоне Большого Кавказа, где развиты флишевые фации, этот перерыв не ощущается. В Западной Грузии, в области Рионской впадины, нижний мел представлен чисто карбонатными породами, мощность которых к востоку резко уменьшается. В области Малого Кавказа сокращается количество осадочных образований нижнего мела, в разрезе появляются покровы эффузивов. Отложения верхнего мела представлены всеми ярусами. В области Большого Кавказа верхнемеловые отложения представлены однообразной карбонатной толщей, иноцерами и морскими ежами. В позднем мелу на Большом Кавказе формируются интрузивы гипабиссального облика (гранодиориты, граниты, гранит-порфиры). В антиклинории Малого Кавказа верхнемеловые отложения фациально более разнообразны. Так, сенон пред-

ставлен песчаниками, среди которых встречаются покровы эффузивов и их туфов. Туронские отложения образованы вулканогенными породами, коньякские и сантонские — вулканогенно-осадочной толщей, кампанские, маастрихтские и датские, в результате усиления трансгрессии,— однообразными карбонатными толщами. В пределах Малого Кавказа в конце мела, в верхнем мелу и до эоцена — по-видимому, над зоной субдукции — развивается широкий вулканический пояс (*Аджаро-Триалетский*). С верхним мелом здесь связаны породы офиолитовой ассоциации. *Севанский пояс* прослеживается от оз. Севан до р. Акеры: это серпентиниты, покровы основных эффузивов, ассоциирующих с радиоляритами и рифогенными известняками. Аналогичный по строению *Вединский пояс* прослеживается в бассейнах рек Веди и Хосров. Высказывалось мнение, что офиолитовые пояса заложились в надразломных прогибах. Однако многие исследователи полагают, что эти пояса являются реликтами впадин с корой океанического типа и имеют частично аллохтонное происхождение, допуская значительные горизонтальные перемещения.

На краю *Рионской впадины*, разделяющей мио- и эвгеосинклинальные зоны Кавказа, в позднем мелу формировались терригенно-карбонатные осадки, иногда с примесью вулканогенного материала. Во флишевой зоне Большого Кавказа в это же время отлагаются полимиктовые песчаники с примесью пирокластического материала, силициты и яшмоидные известняки.

К концу мелового периода в антиклинориях Кавказа усиливаются поднятия, море покидает эти участки, занимая области погружений.

В палеоцене и эоцене в основном завершается геосинклинальная стадия развития Кавказа На северном склоне Большого Кавказа палеоценовые и эоценовые отложения сложены глинисто-мергелистой толщей около 1200 м мощности. В пределах Малого Кавказа палеоцен-эоценовые отложения носят флишевый характер. Палеогеновый вулканизм проявился очень широко. Максимум его приходится на средний и поздний эоцен; в это время происходит формирование мощных андезито-базальтовых покровов.

В олигоцене и раннем миоцене Кавказ вступил в орогенную стадию развития. Закрытие флишевого прогиба Большого Кавказа в олигоцене сопровождалось образованием олистостромов[1]. Складчато-глыбовые поднятия Кавказа сопровождались формированием чешуйчатых структур и тектонических покровов и компенсировались образованием краевых прогибов и межгорных

[1] Олистостромы, или дикий флиш,— глыбово-обвальные брекчии осадочного происхождения. Глыбы разнообразного возраста и состава нередко бывают заключены в основную массу флишевого строения.

впадин, которые заполнялись тонким обломочным материалом нижней молассы Большого Кавказа (битуминозные сланцы майкопской серии с остатками рыб, глины с прослоями песчаников, мощностью 1000—1500 м). В пределах Малого Кавказа этому интервалу времени соответствуют глины и песчаники с прослоями лигнитов.

Начиная со среднего миоцена и до конца плиоцена, в молассах увеличивается роль грубообломочного материала за счет появления в разрезе мощных пачек грубозернистых песчаников и конгломератов. В позднем миоцене – раннем плиоцене единый Черноморско-Каспийский бассейн разделился на два: Черное и Каспийское моря.

На северо-западном Кавказе и Таманском полуострове низы плиоцена представлены бурыми железняками, песчаниками и конгломератами мощностью 80—100 м. На северо-востоке — это пресноводно-континентальные конгломераты и песчаники мощностью 1500 м. На Апшеронском п-ове нижнему плиоцену соответствуют мощные (до 3000 м) глины, пески, конгломераты, представляющие собой осадки ископаемых дельт. Верхний плиоцен и плейстоцен представлены грубой верхней молассой, которая формировалась за счет трансгрессий Черного, Азовского (северо-западный Кавказ) и Каспийского морей (это так называемая продуктивная толща). Здесь проявилась складчатость, сопровождавшаяся проявлениями новейшего магматизма (горы Машук, Бештау). Новейший магматизм характерен для Большого Кавказа (Эльбрус, Кельско-Казбекское вулканическое плато) и особенно для Малого Кавказа (Армянское вулканическое нагорье).

Полезные ископаемые

Полезные ископаемые Кавказа в основном принадлежат к разряду каустобиолитов.

Нефтяные месторождения на Кавказе связаны с мезо- и кайнозойскими отложениями и приурочены к краевым прогибам и к межгорным впадинам. На Кавказе располагаются четыре нефтегазоносные провинции: Кубано-Черноморская, Терско-Дагестанская, Азербайджанская и Грузинская. Большое значение имеют также *рудные полезные ископаемые*.

В Центральном Кавказе разрабатывается Садонское месторождение *свинцово-цинковых руд*, приуроченное в основном к юрским кератофирам, а также месторождения жильного типа: Арконское, Эльбрусское и др. С контактовой зоной верхнеплиоценовых плагиогранитов и известняков палеозоя связаны скарновые месторождения *молибдена* и *вольфрама* (Тырныаузское).

На Северном Кавказе открыта и разведана Урупская группа *медноколчеданных* месторождений и Худесское месторождение, связанное с вулканогенной толщей девона. К юрским эффузивам,

гранодиоритам приурочены Кафанское и Аллавердинское месторождения медных руд Армении.

В районе г. Кировабада известно Дашкесанское месторождение *железных руд*, связанное с контактным воздействием нижнемеловых гранодиоритов на юрские известняки. *Марганцевые руды* разрабатываются в Чиатурском месторождении Дзирульского массива, где они приурочены к олигоценовым отложениям.

Каменный уголь на Кавказе приурочен к каменноугольным и юрским отложениям. Карбоновые угли известны в Лабинском районе (Чернореченские месторождения). Юрские угли встречаются в плинсбахском ярусе междуречья Зеленчука и Кубани (Зеленчукское месторождение) и в ааленском ярусе Дагестана. Наиболее крупные — месторождения юрских *углей* Ткибули и Ткварчели в Грузии.

Кавказ очень богат *минеральными водами*, исключительно разнообразными по составу и типам. Так, например, источники углекислых вод, как правило, приурочены к области новейшего магматизма и, естественно, связаны с зонами глубинных разломов (Кисловодск, Ессентуки, Боржоми, Арзни и др.). Известны *радиоактивные источники* (Пятигорский радоновый источник и др.), железистые источники (Железноводск) и т. д. Важное значение на Кавказе имеют месторождения *строительных материалов*.

КОПЕТДАГ

В составе рассматриваемого региона находится и Копетдагская альпийская складчатая система. В ее структуре выделяются: *Копетдагский антиклинорий*, *Предкопетдагский прогиб* и примыкающая к ним глубокая *Закаспийская впадина* (рис. 44).

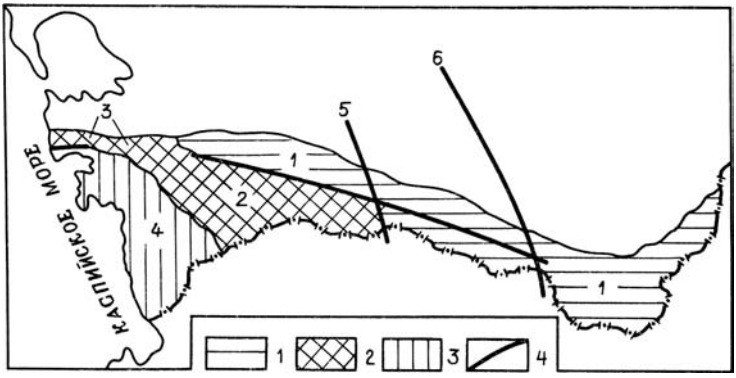


Рис. 44. Структурные элементы Копетдага. По *С.П. Вальбе*, 1972:
1 — краевой прогиб: Предкопетдагский (1); *2* — мегасинклинории: Копетдага (2), Большого Балхана – Кубадага (3); *3* — межгорная впадина: Закаспийская (4); *4* — главнейшие глубинные разломы: Южнотуркменский (5), Урало-Оманский (6)

Копетдаг входит в пределы СССР только северо-западной частью; значительная часть этой горной системы находится в Афганистане и Иране. В разрезе Копетдага выделяется комплекс основания (докембрий, палеозой, триас), который на территории СССР не вскрыт, геосинклинальный комплекс (юра – средний эоцен) и орогенный (поздний эоцен – антропоген).

Юрский разрез *Большого Балхана* начинается с байосских отложений, в основании которых наблюдаются конгломераты, содержащие гальки пород основания. Байосско-батские отложения представлены толщами морских осадков — песчано-глинистых сланцев, песчаников и аргиллитов с аммонитами. В основании батского яруса встречаются углисто-глинистые сланцы с прослоями угля. Общая мощность среднеюрских отложений достигает 2000—3000 м. Верхнеюрские отложения согласно залегают на среднеюрских; отложения верхней юры представлены песчанистыми, часто окремненными известняками с аммонитами. В конце верхней юры территория складчатой области испытала поднятия, которые привели к образованию лагунных мелководных отложений — доломитов, известняков с многочисленными прослоями гипсов и ангидритов мощностью до 200 м.

Нижнемеловые отложения широко распространены и наиболее полно представлены в области Копетдага. Они четко делятся на два типа: нижний неокомский, карбонатный; верхний апт-альбский — песчано-глинистый. Разрезы достаточно полно охарактеризованы фораминиферами, двустворками, аммонитами, позволяющими проводить ярусное и зональное расчленение отложений. Верхнемеловые отложения представлены следующим образом: сеноман (песчаники, глины, алевролиты и аргиллиты с аммонитами и пелециподами) залегает с размывом на карбонатных отложениях альба; турон-коньяк-сантон (известняки, мергели и известковистые глины с редкими прослоями мергелей) залегает с размывом на сеномане; кампан – маастрихт представлен разноокрашенными мергелями с характерными двустворками, аммонитами, морскими ежами. Датский ярус сложен глауконитовыми песчаниками и мергелями с характерными морскими ежами. Общая мощность верхнего мела изменяется в пределах от 1000 до 1350 м.

Палеогеновые отложения широко развиты в Копетдаге и представлены всеми тремя отделами. Палеоценовые отложения в отдельных погружениях залегают без перерыва на датских. На поднятиях в основании палеоцена намечается перерыв. Палеоцен представлен на западе карбонатными отложениями с многочисленными устрицами, фораминиферами. На западе палеоценовый бассейн соединяется с кавказским, на востоке — с бухарским. Эоцен представлен пестроцветными глинами и мергелями с двустворками, среди которых распространены крупные устрицы, фораминиферы, главным образом, нуммулитиды. Завершается

эоцен серо-зелеными и зелеными глинами с сидеритовыми конкрециями. Верхи палеогена (олигоцен) представлены красноцветными песчаниками с прослоями конгломератов, т. е. в это время происходит формирование молассовых отложений. В отдельных районах установлены вулканиты андезито-базальтового состава. Общая мощность 1800 м.

Миоценовые отложения представлены мелководными фациями — оолитовыми известняками и ракушечником, гипсами, мергелями, конгломератами. В плиоцене Копетдаг превратился в область поднятия, альпийская складчатость создала его современный рельеф. Судя по характеру разреза, Копетдаг представляет собой краевую часть Туранской плиты, захваченную альпийской складчатостью.

Полезные ископаемые

Главные полезные ископаемые региона — *нефть* и *газ*. В северной части Закаспийской впадины расположена Прибалханская (Западнотуркменская) нефтегазоносная область, с которой связаны нефтяные и газовые месторождения: Небит-Даг, Челекен, Кум-Даг и др. В Северо-Западном Копетдаге к крупным зонам трещиноватости в меловых отложениях приурочены барито-витеритовые жилы (Каракалинский баритоносный район). В Копетдаге отмечаются гидротермальные месторождения *ртути*, *мышьяка*, *барита*. Основные неметаллические полезные ископаемые региона — *строительные материалы*, в том числе *стекольное* и *цементное сырье*.

ПАМИР

Памир входит в состав СССР не полностью, а только северной частью (рис. 45). От рассмотренных выше систем Южного Тянь-Шаня он отделяется депрессией, выполненной позднемеловыми кайнозойскими отложениями. До сих пор нет единого

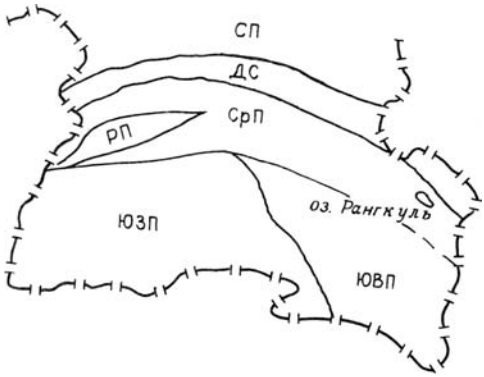


Рис. 45. Схема структурного районирования Памира (упрощено):

СП — Северный Памир, СрП — Средний Памир, ДС — Дарваз-Сарыкольская зона, РП — Рушанско-Пшартская зона, ЮЗП — Юго-Западный Памир, ЮВП — Юго-Восточный Памир

взгляда на структурное положение Памира. Он является своеобразным узлом среди разновозрастных складчатых систем, разделяя два пояса,— Альпийский, связанный с океаном Тетис, и Урало-Монгольский, и две платформенных глыбы — молодую Южно-Туранскую и древнюю Таримскую, располагающуюся на территории Китая. Памир прошел длительную историю геологического развития, которая прослеживается с архея до кайнозоя.

На обширных пространствах Юго-Западного Памира обнажаются биотитовые, биотит-роговообманковые, биотит-гранатовые гнейсы, амфиболиты с прослоями и линзами мраморов с прослойными инъекциями гранитов и пегматитов. Видимая мощность этого гнейсового комплекса оценивается в пределах 7000—14000 м. В достаточной степени условно он относится к архею. Выделение более молодых подразделений докембрия нуждается в дополнительных обоснованиях. Присутствие кембрия на Памире предполагается в составе мощной (до 3000—4000 м) толщи мраморов, кварцитов, слюдяных сланцев. В верхах этой толщи содержится фауна верхнего ордовика. Взаимоотношения раннего палеозоя и докембрия остаются мало изученными. В пределах центрального и юго-восточного Памира вскрывается толща мраморов и сланцев с конгломератами в основании (мощность 1500 м), в которой встречены ордовикские трилобиты и брахиоподы; залегают ордовикские отложения с размывом и несогласием на условно выделенных кембрийских отложениях. Ордовик согласно перекрывается силуром. Силур распространен ограниченно на центральном и юго-восточном Памире (район оз. Рангкуль, в Ванчском и Язгулемском хребтах, в Дарвазском хр.). Силур представлен песчано-сланцевыми толщами с граптолитами, которые отлагались в условиях морского мелководья при непрерывном погружении морского дна. На отдельных поднятиях формировались рифогенные тела. Для детального расчленения памирского силура еще мало данных. К раннему девону на Памире, как и на Южном Тянь-Шане, относятся мощные (до 900 м) толщи рифогенных известняков. В основании среднего девона (эйфеля), сложенного карбонатными отложениями, устанавливается перерыв и угловое несогласие. Завершает разрез среднего девона терригенная толща. В состав франского яруса входят преимущественно известняки; карбонатное осадконакопление сохраняется до конца фамена. В *Северо-Памирской зоне* происходило осадконакопление в течение всего карбона. Здесь довольно широко развиты офиолиты и терригенно-вулканогенные серии, интерпретируемые как комплексы океанического дна и островных дуг. *Южно-Памирская зона* была областью размыва, и осадков здесь не отлагалось.

Срединный и *Юго-Восточный Памир* были, судя по сходству стратиграфических разрезов палеозоя, частями единого северного края Гондваны. До конца каменноугольного периода на их территории накапливались мощные терригенные толщи, связан-

ные с замыканием океанического бассейна *Северного Памира*.

В начале перми в результате рифтогенеза на границе *Центрального* и *Юго-Восточного Памира* возникла так называемая *Рушанско-Пшартская зона*, в которой пермские отложения формировались в условиях углубляющегося бассейна, осадконакопление сопровождалось небольшими проявлениями вулканизма. В середине перми сформировался прогиб с батиальными (глубоководными) условиями осадконакопления, произошел переход от терригенных отложений с прослоями известняков к конденсированным глинисто-известняково-кремнистым осадкам. На границе перми и триаса произошло усиление рифтового вулканизма, связанного с формированием океанического бассейна Мезотетиса, офиолиты которого имеют мезозойский возраст. Одновременно с формированием батиальных пермских отложений Рушанско-Пшартской зоны, к югу и северу от нее — на *Срединном* и *Юго-Западном Памире* формировались шельфовые, преимущественно мелководные карбонатные, в том числе рифогенные отложения. Пермские отложения Памира принадлежат Тетической провинции, имеют самостоятельную стратиграфическую схему, и их сопоставление с пермскими отложениями более северных районов представляет собой проблему.

Триасовые (главным образом верхнетриасовые) отложения Памира известны очень широко. Нижний триас представлен красноцветными прибрежно-морскими песчаниками, иногда со следами косой слоистости с остатками пелеципод и редких цератитов. Среднетриасовые отложения отсутствуют, и поздний триас залегает с угловым несогласием на раннем триасе и на палеозое. Верхний триас представлен морскими отложениями, песчано-сланцевыми с пелециподами и рифогенными. Иногда верхнетриасовые отложения согласно перекрываются нижней юрой, иногда на них несогласно залегают верхнеюрские отложения. В *Срединном Памире* распространены отложения триаса в лагунно-континентальных фациях с многочисленной флорой. В *Юго-Западном Памире* распространены нерасчлененные пермско-триасово-нижнеюрские отложения, представленные вулканогенно-осадочными образованиями. Геосинклинальные разрезы триаса приурочены и к юго-восточной части Памира. К концу среднего и в позднем триасе погружение этой зоны приобретает устойчивый характер и большую интенсивность, что обусловило накопление огромной массы тонкообломочного материала. К концу триаса вся эта зона вновь испытала поднятия.

Морской юрский бассейн, расположенный на юго-востоке Памира, постепенно в течение периода распространился в Центральный Памир. Дважды устанавливаются проявления вулканизма — в начале юры и в конце среднеюрской эпохи. Нижнемеловые отложения известны в Центральном Памире, где они несогласно залегают на позднем триасе и палеозое и представ-

лены красноцветными конгломератами с покровами порфиритов и их туфов. В *Юго-Восточном Памире* известны детритовые известняки берриаса, залегающие согласно на карбонатных отложениях поздней юры. Отложения верхнего мела распространены в основном в Центральном Памире, где они представлены розовыми и красными известняками. В мелу широко проявился гранитоидный магматизм, что свидетельствует о том, что геосинклинальный режим развития области сменился орогенным. В срединном и Южном Памире формируются мезозоиды. Палеогеновые отложения, развитые, главным образом, в Центральном Памире, представлены кислыми и основными вулканитами, конгломератами, песчаниками, мергелями и известняками с морскими двустворками. По сути дела, в это время наметился переход территории к платформенному режиму развития, который, однако, просуществовал очень недолго.

В неогене Памир был вовлечен в интенсивную альпийскую активизацию и стал воздымающейся горной страной: молассовые отложения неогена сохранились лишь в отдельных впадинах и приразломных грабенах. В неоген-антропогеновое время альпийские движения создали сложную покровно-складчатую структуру территории. Значительную роль при этом играли крупномасштабные сдвиги. Блоковые движения создали резкий современный рельеф этой области (см. рис. 45).

Полезные ископаемые

В пределах Памира основная минерализация и проявления полезных ископаемых связаны с разновозрастными магматическими комплексами, а также с метаморфическими докембрийскими образованиями. На Северном Памире с каменноугольными интрузиями связаны *магнетит-пирротиновые руды*, а также жильное *полиметаллическое оруденение*. В зоне Центрального Памира с меловыми и палеогеновыми гранитоидами генетически связаны проявления *горного хрусталя*, *молибденовое оруденение*, скарновые месторождения с сульфидной минерализацией. С массивами гранитоидов олигоцен-неогена связаны месторождения *вольфрама* и *молибдена*.

В зонах Рушанско-Пшартской и Юго-Восточно-Памирской с высокоглиноземистыми гранитами, сформировавшимися в конце триаса – начале юры, связаны олово, жилы *редкометальных пегматитов*, а также жилы с вольфрамитом.

В докембрийских комплексах и гранитных массивах известны драгоценные и поделочные камни: *лазурит*, *рубин*, *благородные шпинели*, *горный хрусталь*. К осадочным формациям приурочены *проявления бокситов* (в карбонатных толщах Центрального Памира, на границе перми и триаса), а также *угля* (в основании юры Юго-Восточного Памира).

Вопросы для самопроверки

1. Покажите границы складчатых областей Средиземноморского пояса СССР.
2. Структурные элементы Восточных Карпат, Горного Крыма, Кавказа, Копетдага и Памира.
3. Полезные ископаемые региона.

Глава VII

ВНУТРЕННИЕ МОРЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

ЧЕРНОЕ МОРЕ

Черное море отделяет Восточную Европу от Малой Азии. Современная котловина Черного моря имеет плоское дно и четко выраженный материковый склон, окаймленный шельфом. Котловина Черного моря по краям явно срезает окружающие горные сооружения. Так, ею поглощены окраинные части побережья Малой Азии, а также горные сооружения, ранее соединявшие Кавказско-Крымскую цепь с югом Балканского полуострова: южная половина Крымских гор погружена под уровень моря, как и часть складчатых структур на побережье Северо-Западного Кавказа. В процессе образования Черноморская котловина сильно раздвинула свои пределы, расширяясь за счет окружающих берегов.

В последние годы в глубоководной части Черного моря получены выдающиеся по геологической информативности материалы морской сейсморазведки. Впервые на всей ее площади установлена отражающая поверхность, погружающаяся до абсолютных глубин 15—16 км и соответствующая кровле мезозойских отложений. Эта поверхность образует ложе кайнозойской тектонической впадины, откартированы все ее основные формы, из которых состоит Черноморская впадина (рис. 46).

Как показано на рис. 46, в структуре кровли мезозоя отчетливо выделяются две крупные впадины — *Западно-* и *Восточно-Черноморская*, разделенные *валом Андрусова*, и *прогибы Сорокина* и *Туапсинский*, отделенные от Восточно-Черноморской впадины *валом Шатского*.

Мезозойская история Черноморской впадины еще весьма неясна. Более или менее выяснена структура вала Шатского, который в меловом периоде представлял собой устойчивую, мало погружавшуюся область, и меловые отложения, судя по характеру сейсмической записи, карбонатные и маломощные, образуют его широкий плоский свод и, перегибаясь на южном крыле,

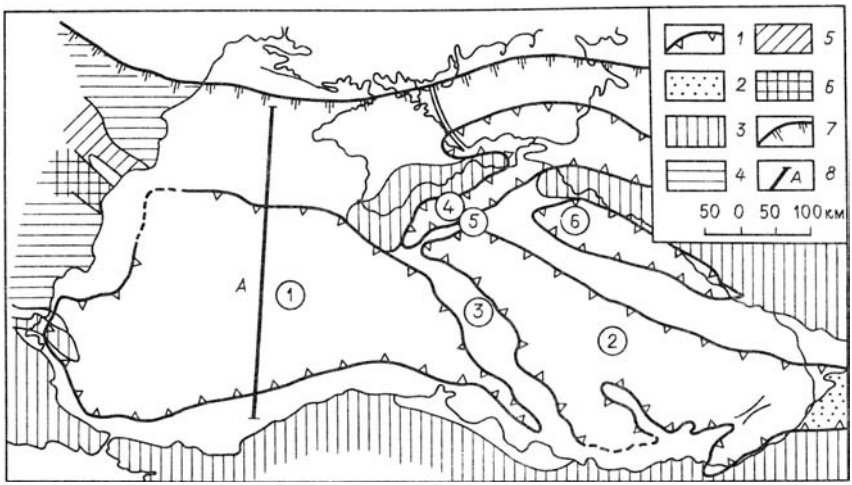


Рис. 46. Схематическое строение Черноморской впадины:

1 — контуры крупных палеогеновых впадин и прогибов; *2* — палеоцен-эоценовые прогибы Кавказа; *3* — мезозойские и домезозойские толщи альпийских складчатых сооружений Крыма, Кавказа, Малой Азии, Балкан; *4* — палеозойско-мезозойский осадочный чехол Балкан; *5* — складчатый палеозой и триас на побережье Северной Добруджи; *6* — выходы рифейских пород Центральной Добруджи; *7* — южный край древней Русской платформы; *8* — линии сейсмогеологического профиля

Цифры на карте: крупные впадины;

1 — Западно-Черноморская; 2 — Восточно-Черноморская; 3 — вал Андрусова; 4 — прогиб Сорокина; 5 — вал Шатского; 6 — Туапсинский прогиб

уходят под мощное мезозойское выполнение Восточно-Черноморской впадины. На Крымском выступе шельфа, на северо-западном и болгарском шельфе меловые отложения лежат повсеместно практически горизонтально.

Выше залегают палеоцен-эоценовые отложения. Их мощность в Западно-Черноморской впадине превышает 5 км, а в Восточно-Черноморской — около 3 км.

Литологический состав палеоцен-эоценовых отложений преимущественно карбонатный, терригенно-карбонатный.

Палеоцен-эоценовые образования сменяются в разрезе Черноморской впадины мощной толщей майкопской серии. Отложения ее, выполняющие обе крупные впадины, в направлении к их склонам тоже сокращаются в мощности. Литология отложений майкопской серии во всех наземных разрезах и в скважинах на шельфе очень однообразна — это преимущественно бескарбонатные глины, местами песчано-глинистые толщи.

С майкопского времени намечается единая Черноморская впадина, которая к антропогену объединила в себе, кроме двух впадин, также валы Андрусова и Шатского, прогибы Туапсинский и Сорокина (рис. 47).

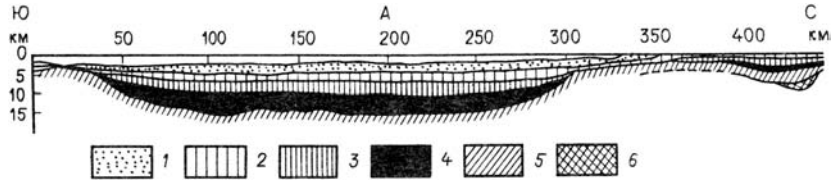


Рис. 47. Сейсмогеологический разрез через Черноморскую впадину (расположение см. на рис. 46):
Отложения:
1 — антропогена, *2* — неогена, *3* — майкопской серии, *4* — палеоцена – эоцена, *5* — мела, *6* — юры

В четвертичный период Черноморская впадина приобрела уже все черты единой структуры. В строении плоской, практически горизонтально лежащей четвертичной толщи о прогибах, вошедших в состав впадины, напоминают только разделяющие поднятия, продолжающие свое развитие до настоящего времени. Мощность четвертичных отложений достигает 3 км.

Среди геологов нет единого мнения относительно причин возникновения и возраста Черного моря. Многочисленные гипотезы его происхождения могут быть объединены в три основные группы. В соответствии с гипотезами первой группы Черноморская впадина является реликтом древнего океанического бассейна — океана Тетис, длительное время заполнявшегося осадками. Вторая группа гипотез предполагает вторичную рифтовую природу Черноморской впадины и связывает ее образование с горизонтальным растяжением, утонением и разрывом земной коры. Согласно третьей группе гипотез, впадина Черного моря — новообразованная структура, возникшая в кайнозойское время, но в результате быстрого и глубокого опускания континентальной земной коры.

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

Каспийское море — крупнейший в мире бессточный водоем (рис. 48). Это — солоноватоводный бассейн, соленость его в 3 раза меньше нормальной океанической.

Каспийское море ориентировано в меридиональном направлении. С севера на юг оно вытянуто на 1200 км. По особенностям глубинного строения в нем можно выделить три области: северную, среднюю и южную.

Северная область заложена на *Скифской* и *Туранской плитах* с типичной континентальной корой, имеющей мощность осадочного слоя 2,6 км, «гранитного» — 18 км и «базальтового» — 15 км. Геологическое строение ее тесно связано с Прикаспийской синеклизой, выполненной мощной толщей осадочных пород от рифея до четвертичных. В синеклизе широко распространены соля-

Рис. 48. Тектоническая карта акватории Каспийского моря. По *А.Л. Яншину* и др., 1980, упрощено:

1 — глубинные погребенные разломы; *2* — главнейшие глубинные разломы; *3* — флексуры; *4* — надвиги, сбросы, шарьяжи; *5* — разломы; *6* — границы котловины Каспийского моря (без гранитного слоя); *7* — соляные купола ЮК — Южно-Каспийская впадина

нокупольные структуры, она отделена от Туранской плиты глубинным разломом.

Средняя область Каспийского моря расположена на палеозойской *Скифско-Туранской плите* и *Терско-Каспийском краевом прогибе*.

Анализ материалов сейсморазведки на акватории Среднего Каспия дал новую информацию о современной его структуре. Установлена неизвестная ранее зона поперечных поднятий антикавказского простирания, разделяющая Средний Каспий на северо-западную и юго-восточную депрессионные зоны. Данная перемычка разделяет представляющийся ранее единым Терско-Каспийский прогиб на две самостоятельные структуры: собственно *Терско-Каспийский* и *Северо-Апшеронский прогибы*.

Изучение внутренней структуры осадочного чехла позволило проследить историю его формирования, начиная с юрского периода. Установлено, что в развитии Среднего Каспия существо-

вало два принципиально отличных этапа. В течение первого (доолигоценового) территория испытывала сравнительно слабо дифференцированное погружение, сопровождавшееся формированием типично платформенного чехла, нарушаемое кратковременными восходящими движениями и размывом накопленных ранее отложений. Рубеж эоцена и олигоцена явился переломным: с этого момента в западной части Каспия происходит заложение глубоководных котловин, связанных с образованием альпийских передовых прогибов, наложившихся на окраинные зоны Скифско-Туранской платформы. Этот период геологической истории отличается чрезвычайной сложностью тектонического развития, во время которого происходило накопление молассовых толщ огромной мощности при одновременном существовании глубоководных депрессий. Послеэоценовый этап сыграл решающую роль в формировании современной региональной структуры Среднего Каспия.

Южная область Каспийского моря известна под названием *Южнокаспийской впадины* (см. рис. 48). Она входит в состав альпийской складчатой области. В ней субокеанический тип земной коры. Как и для Черноморской впадины, при объяснении происхождения впадины возможно два варианта: 1) остаточная впадина океана Тетис; 2) рифтовая зона.

Южнокаспийская впадина ограничивается на широте *Апшеронского п-ова порогом*, включающим ряд антиклинальных структур как в море, так и на суше. На западе она открывается в Куринскую впадину, на востоке — в Закаспийскую. На окраинах Южнокаспийской впадины развит шельф, особенно широкий на востоке, осложненный грязевыми вулканами. Далее идет кольцеобразная область материкового склона, в центре ее находится равнинная зона, глубина которой 1025 м.

На сейсмических разрезах в Южнокаспийской впадине выделяется резко слоистая среда, в которой отмечается два комплекса. Нижний комплекс, представленный отложениями нижнего плиоцена – мезозоя (на отдельных участках верхний палеозой), имеет мощность 8—10 км, верхний комплекс, залегающий с несогласием на нижнем, сложен средним плиоценом – четвертичными отложениями.

Акватория Каспийского моря находится в кольце соляных куполов (см. рис. 54).

Полезные ископаемые

Каспийское море заключает несколько нефтегазоносных областей. *Нефтяные месторождения* в море уже эксплуатируются в пределах Апшеронского порога (Нефтяные камни и др.). Нефтегазоносные отложения — от мезозойских до четвертичных.

Со дна Черного моря в районе Одесской банки добывают *песок* и *гравий*. Вблизи г. Одессы на глубине 1400–1500 м обнаружены каменноугольные отложения с пластами угля, которые продолжаются под водами Черного моря до шельфа Турции.

Вопросы для самопроверки

1. В какое время сформировались впадины Черного и Каспийского морей?
2. Какие основные структурные элементы выделяются в пределах Черного и Каспийского морей?
3. Дайте характеристику отложений указанных морей.
4. Полезные ископаемые региона.

Глава VIII

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

СЕВЕРО-ВОСТОК СССР (ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКИЙ И КАМЧАТСКО-КОРЯКСКИЙ РАЙОНЫ, КУРИЛЬСКИЕ И КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА)

Положение, границы и основные структурные элементы

Северо-Восток СССР — весьма крупный по площади регион, расположенный в зоне, тектонически активной в течение мезозоя и кайнозоя. Геологические границы следующие: на западе — *Приверхоянский краевой* и *Сетте-Дабанский перикратонный прогибы*, которые являются структурами, пограничными между Сибирской платформой и Верхояно-Чукотской складчатой областью; на востоке *Курило-Камчатский глубоководный желоб*, обрамляющий зону сочленения северо-востока Азии с Тихим океаном и западный берег Берингова моря; на юге — северное побережье Японского моря; на севере — берега морей Лаптевых (восточная часть), Восточно-Сибирского и Чукотского (рис. 49).

В рассматриваемый регион входят две складчатые области — мезозойская (*Верхояно-Чукотская*) и кайнозойская (*Корякско-Камчатская*). Несмотря на проявление альпийской складчатости, в этих областях (особенно в первой) заметно развиты выходящие на поверхность архейские, протерозойские и палеозойские геологические образования. Анализ этих образований, с учетом всех новейших (прямых и косвенных) данных, приводит к представлению о том, что на большей части территории мезозоид присутствует складчатый фундамент, сформированный в допалеозойское время и подвергшийся большему или меньшему разрушению в палеозое и раннем мезозое, когда

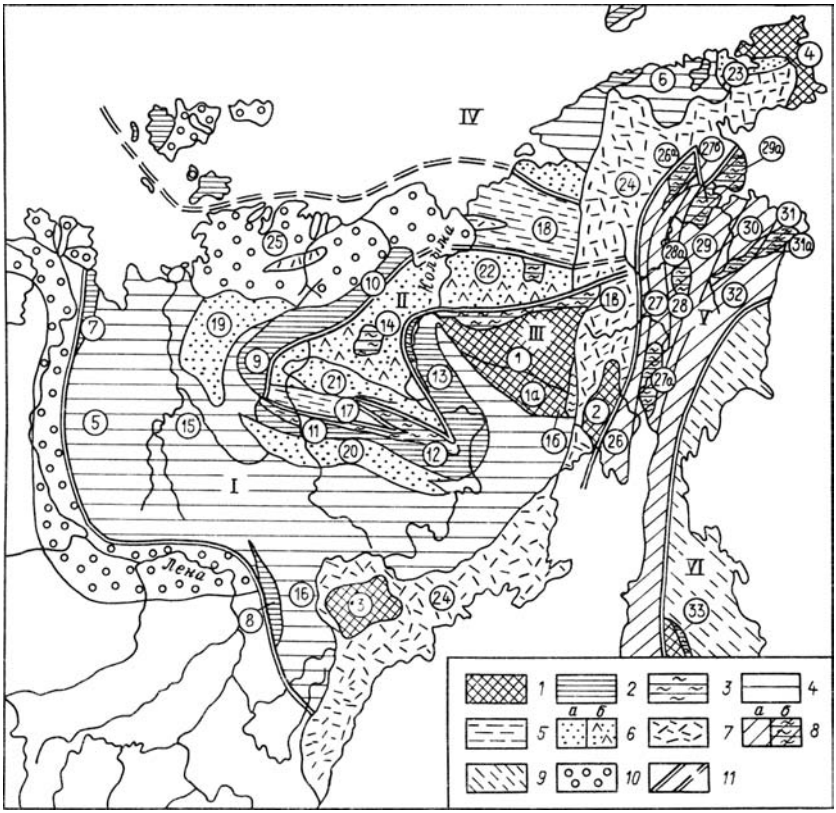


Рис. 49. Тектоническая зональность Северо-Востока СССР. По [3]:

1 — массивы с выходами дорифейского фундамента; *2* — горстоподобные поднятия рифея – среднего палеозоя, сформированные на континентальной коре; *3* — горстоподобные поднятия рифея (?) – среднего палеозоя, сформированные на океанической и переходной коре; *4* — складчатые зоны, сложенные верхним палеозоем – нижним мезозоем (верхоянский комплекс), сформированные на субконтинентальной коре; *5* — складчатые зоны мезозоя, сформированные на переходной или океанической коре; *6* — среднеюрские впадины, заполненные: *а* — терригенными и *б* — вулканогенно-терригенными осадками; *7* — вулкано-плутонические комплексы мелового возраста; *8* — мезозоиды (ларамиды): *а* — мезо-кайнозойские складчатые комплексы, *б* — палеозойские террейны; *9* — кайнозоиды (альпиды); *10* — кайнозойский чехол молодой Восточносибирской плиты; *11* — границы между палеозойскими мегазонами

Палеозойские структурно-формационные мегазоны:

I — Яно-Колымская, II — Алазейско-Олойская, III — Омолонская, IV — Новосибирско-Чукотская, V — Корякская, VI — Олюторско-Камчатская

Структуры (цифры в кружках):

1—4 — архейско-раннепротерозойские массивы: 1 — Омолонский, *Подзоны*: 1а — Коркодонская, 1б — Гижигинская, 1в — Березовская; 2 — Тайгоносский; 3 — Охотский; 4 — Чукотский

Рифейско-палеозойские горст-антиклинории и поднятия: 5 — Верхоянский, 6 — Чукотский, 7 — Хараулахское; 8 — Сетте-Дабанское, 9 — Полоусненское, 10 — Улахан-Тасское; 11 — Тасхаяхтахское; 12 — Омулевское; 13 — Приколымское; 14 — Алазейское; *синклинории*: 15 — Яно-Колымский, 16 — Южно-Верхоянский; *складчатые зоны с мезозойскими субконтинентальными и океаническими осадками*: 17 — Илинь-Тасская, 18 — Анюйская; *верхнемезозойские межгорные впадины*: 19 — Олджойская, 20 — Иньяли-Дебинская, 21 — Зыряновская, 22 — Олойская, 23 — Раучуанская; 24 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; Корякская складчатая область. *Зоны*: 26 — Кони-Тайгоносская; 27 — Пенжинско-Анадырская; 28 — Таловско-Майнская; 29 — Куюльско-Алганская; 30 — Майницкая; 31 — Алькатваамская; 32 — Хатырская

Террейны: 26а — Усть-Бельский, 27а — Пенжинский, 27б — Пекульнейский, 28а — Ваежский, 29а — Капчаланский, 31а — Эконайский, 33 — блок Срединного хребта

господствовали рифтовые процессы, а складчатость и площадное наращивание континентальной земной коры проявились относительно слабо. Докембрийские и палеозойские комплексы в кайнозойской складчатой области развиты менее широко, а их тектонический характер более проблематичен: это мелкие обломки докембрийской континентальной коры, блоки палеозойской океанической коры, фрагменты щитов островных дуг.

История геологического развития

Докембрийский этап (архей – протерозой)

Наиболее древние кристаллические комплексы (древнее 3,5 млрд лет) на территории Востока СССР известны на *Тайгоносском*, *Омолонском* и *Охотском массивах*, где они выступают в виде различных по форме и размерам блоков, в той или иной мере подверженных воздействию последующих процессов метаморфизма, магматизма, дислокаций и т. д.

В пределах *Охотского массива* архейская охотская серия (21 км) представлена в основании амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, амфибол-пироксеновыми сланцами. Выше залегают биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы и подчиненные им биотит-роговообманковые, биотит-пироксеновые гнейсы и основные сланцы. Абсолютный возраст основных кристаллосланцев 3700±500 млн лет.

На *Омолонском массиве* протерозойские отложения залегают с перерывом и угловым несогласием на отложениях верхнего архея. Они представлены роговообманковыми, биотитовыми, гранатовыми гнейсами, амфиболитами и кварцитами, среди которых отмечены залежи железистых кварцитов.

Континентальная кора Верхояно-Колымской системы сформировалась в дорифейское время. В рифее, после начала образования чехла Сибирской платформы, в этой системе на умеренно подвижном основании начинают накапливаться карбонатно-терригенные отложения. Основание имело, по-видимому, блоковое строение, о чем свидетельствуют сохранившиеся в современной структуре зоны линейных и пологих дислокаций. Последние трактуются как погребенные глыбы. К отложениям межглыбовых зон должны быть отнесены толщи, обнажающиеся в хребтах Хараулах и Сетте-Дабан. Эти зоны могут рассматриваться как структуры типа авлакогенов или перикратонных прогибов. Развитие авлакогенно-перикратонных структур сопровождалось магматическими процессами. В районе Сетте-Дабана и в Хараулахских горах известны траппы, возникшие в рифее и на границе рифея и кембрия, а в *Омулевском* и *Полоусненском поднятиях* в самом конце рифея внедрялись габбро-плагиогранитные тела.

Верхнедокембрийские образования наиболее полно изучены

в пределах Яно-Колымской и Алазейско-Олойской мегазон. В основании разреза верхнего докембрия здесь залегают кварциты и филлитовидные сланцы (2000 м), выше расположены терригенно-карбонатные, карбонатно-сланцевые породы, доломиты и известняки с пластами магнетитовых и гематитовых руд, завершают разрез нижней толщи песчано-сланцевые отложения с подчиненными известняками и доломитами.

В Тайгоносском и Омолонском районах верхнедокембрийские отложения имеют карбонатно-терригенный состав и сопоставляются с верхнерифейскими отложениями Приколымского поднятия.

Венд-палеозойский этап

Палеозойские отложения рассматриваемого региона выходят на поверхность в отдельных горстообразных поднятиях, блоках и массивах, окружены более молодыми толщами; в структуре мезозойской и кайнозойской складчатых областей они образуют самостоятельные тектонические элементы. Это позволяет при описании палеозойских отложений пользоваться для ориентировки схемой тектонического районирования мезо- и кайнозоид (см. рис. 49). В то же время не подлежит сомнению, что палеозойский структурный план был иным, чем в послепермское время, хотя он определил многие черты современного структурного плана. Палеозойский структурный план от кембрия до перми, по-видимому, подвергался медленным, но существенным изменениям; более быстро и заметно смещались границы фациальных зон.

Тем не менее можно предположительно наметить границы шести палеозойских структурных мегазон, занимавших сравнительно устойчивое положение в течение всего или значительной части палеозоя (показаны римскими цифрами и разграничены на рис. 50).

I. *Яно-Колымская мегазона*

В течение всего палеозоя и раннего мезозоя представляла собой широкую краевую часть Сибирского докембрийского континента, пересеченную крупными авлакогенами и неоднократно подвергавшуюся процессам рифтогенеза. Складчатость проявилась значительно позже, в основном в юрское время.

II. *Алазейско-Олойская мегазона*

Относительно природы мегазоны и даже о самой необходимости ее выделения существуют разнообразные мнения, из которых наиболее распространены следующие:

1. Самостоятельной Алазейско-Олойской мегазоны не существует. Это второстепенная составная часть *Колымского срединного массива*, выделявшегося ранее многими тектонистами. Помимо *Алазейского поднятия*, *Олойской впадины* и непосредственно связанных с ними структур, в *Колымский массив* вклю-

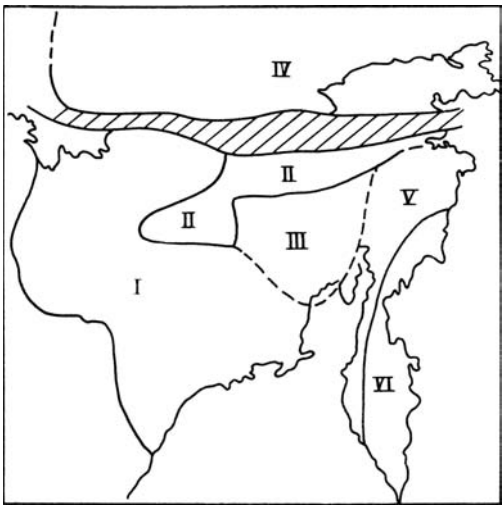


Рис. 50. Палеозойские структурные мегазоны Северо-Востока СССР.
Римскими цифрами обозначены мегазоны (усл. обозн. см. на рис. 49). Заштрихованная площадь отвечает наложенной Анюйской мезозойской рифтовой (океанической) зоне

чались окружающие их палеозойские антиклинории: *Улахан-Тасский, Полоусненский, Тас-Хаяхтахский, Омулевский*. Последние выделялись в качестве горстообразных выступов палеозойского и более древнего складчатого основания мезозоид. В настоящее время считают, что палеозойские отложения в них испытали складчатость в основном в мезозое. Тем не менее, присутствие в Алазейской и Олойской зонах выходов метаморфических пород, трактуемых как фрагменты докембрийского складчатого основания, а также особенности строения разрезов и петрохимии развитых магматических пород и позже служили основанием для того, чтобы сохранять представления о Колымском срединном массиве в прежних его границах или о Колыма-Омолонском массиве, но без окружающих палеозойских антиклинориев.

2. На месте западной части предполагавшегося ранее Колымского массива выделена *Алазейская складчато-глыбовая система* с нерасчлененными по возрасту (предположительно, девон-каменноугольными) геосинклинальными комплексами.

3. Колымского массива не существовало; *Алазейская* и *Олойская зоны* близки внутриконтинентальным рифтам: они возникли в результате рифтовых процессов в раннем – среднем палеозое, наложившихся на некогда единый докембрийский Верхояно-Чукотский континентальный блок.

4. *Алазейско-Олойская зона* представляла собой океаническую впадину, заложившуюся в докембрии, и, возможно, на какой-то стадии развития сопоставимую с глубоководными котловинами современных окраинных морей.

III. *Омолонская мегазона*

Выделена нами в составе Омолонского, Приколымского и Тайгоносского поднятий. В оценке природы этой структуры также возможны различные точки зрения.

IV. *Новосибирско-Чукотская мегазона*

Она также отвечает крупному блоку с корой континентального и переходного типов.

V. *Корякская мегазона*

Среди палеозойских комплексов этой мегазоны, развитых в сложных чешуйчато-покровных структурах, преобладают отложения океанических впадин, островных дуг, океанических хребтов и, возможно, атоллов. Высказано предположение, что эти комплексы представляют собой так называемые тектоностратиграфические террейны — чужеродные блоки, собранные в течение мезо-кайнозойской субдукции со значительной, ныне исчезнувшей, части Тихого океана.

VI. *Камчатско-Олюторская мегазона*

Наличие палеозойских метаморфизованных отложений предполагается лишь в срединном хр. Камчатки, на небольшой площади древнего поднятия.

Венд-кембрийский этап

Кембрий достоверно известен в Яно-Колымской, Омолонской и Новосибирско-Чукотской мегазонах. Как и на Сибирской платформе, кембрий, там, где он развит, тесно связан с подстилающим его вендским комплексом, залегает на нем согласно или с незначительным размывом. В то же время верхи кембрия сохранились от размыва не везде; в ряде разрезов (Полоусненский, Омулевский антиклинории, Омолонский массив) кембрий вообще отсутствует, и ордовик ложится несогласно на протерозой.

В Яно-Колымской мегазоне венд-кембрийские отложения наиболее похожи на одновозрастные отложения Сибирской платформы. В Хараулахском, Сетте-Дабанском поднятиях и на Охотском массиве описаны достаточно полные и представительные разрезы вендских и кембрийских отложений, представленных преимущественно известняками, доломитами, мергелями, в меньшей степени — терригенными породами; местами характерна пестроцветность. В верхах нижнего – низах среднего кембрия наблюдаются пачки битуминозных известняков и кремнистых аргиллитов (иниканская свита и ее аналоги),— доманиковая, или доманикоидная фация, столь характерная для кембрия северных и восточных регионов Сибирской платформы. Мощность кембрийских отложений изменяется от 500—550 м до 3 км и более. В северо-восточных краевых горст-антиклинориях Яно-Колымской зоны кембрий размыт либо присутствует не в полном объеме и плохо фаунистически датирован. В Омулевском

антиклинории описан разрез нижнего кембрия, представленный массивными известняками с остатками водорослей, мергелями, песчанистыми известняками и известковистыми конгломератами мощностью 60 м.

В Алазейско-Олойской мегазоне условно относят к венду – нижнему палеозою вулканогенно-осадочную толщу с остатками онколитов и водорослей, метаморфизованную в глаукофансланцевой фации.

На левобережье Колымы в северной части Алазейско-Олойской мегазоны кембрий согласно перекрывает вендскую терригенно-карбонатную толщу и представлен в низах плитчатыми пестроцветными мергелями, известняками, песчанистыми известняками с алданскими археоциатами и губками (до 200 м), над ними залегает сероцветная карбонатная пачка (60 м) с трилобитами ленского яруса. Выше залегает красноцветная терригенная толща с прослоями доломитов и известняков (500—600 м), согласно перекрытая фаунистически охарактеризованными карбонатными отложениями нижнего ордовика.

На Тайгоносском массиве и Корякской мегазоне кембрий не известен. В Новосибирско-Чукотской мегазоне кембрий известен в разрезе на о. Врангеля, где он представлен метаморфической толщей филлитов, кварцитов, кварцитопесчаников, с конгломератами в основании, мощностью 800 м, содержащей акритархи, микрофитолиты и водоросли раннего кембрия; ниже расположена вулканогенно-терригенная толща с вендскими акритархами, имеются указания на наличие кембрия на о. Беннета (Новосибирские о-ва).

Ордовикский этап

Ордовикские отложения в большинстве разрезов залегают трансгрессивно на кембрийских и более древних. Непрерывные разрезы, в которых можно было бы хорошо литологически и фаунистически охарактеризовать границу ордовика и кембрия, практически отсутствуют.

На большей части территории Яно-Колымской мегазоны в ордовике формировались мелководные шельфовые отложения. Лишь в *Тасхаяхтахском* и *Омулевском* поднятиях в системе горст-антиклинориев, вкрест простирания, с юга на север наблюдается переход от мелководных к глубоководным отложениям, формировавшимся в условиях сложно расчлененного подводного рельефа.

Полные разрезы ордовика известны в северном Сетте-Дабане, где они представлены мощными (до 3,5—4 км) известняками и доломитами, охарактеризованными фауной брахиопод, трилобитов, кораллов всех трех отделов.

На Охотском массиве разрез ордовика неполный (нижний и

низы среднего ордовика) и сложен известняками и пестроцветными мергелями. Мощность до 900 м.

В Полоусненском, Тасхаяхтахском и Омулевском антиклинориях описаны разрезы ордовика, сформировавшиеся, по-видимому, как на внутреннем шельфе, так и в зоне, переходной к внешнему шельфу. Это мощные (до 5 км), преимущественно карбонатные толщи; в верхней части разреза (карадок и ашгилий) они частично или полностью замещаются терригенно-карбонатными отложениями с граптолитами («граптолитовые фации»). В непосредственной близости от этих разрезов в Омулевском горст-антиклинории (поднятии) располагаются разрезы, отвечающие, по-видимому, батиальным условиям накопления осадков. В основании разрезов отмечаются осадочные микститы, содержащие обломки более древних, подстилающих отложений. Выше залегают флишевые и флишоидные терригенные и карбонатно-обломочные толщи. Мощности их в несколько раз меньше мощностей шельфовых отложений. Кроме того, на северной периферии Омулевского поднятия описаны мощные (до 3,5 км), по-видимому, также глубоководные, терригенно-вулканогенные и кремнисто-терригенные отложения ордовика, содержащие субщелочные, калиевые базальты и их туфы. В основании разреза отмечается осадочная толща, состоящая из обломков серпентинитов. Можно предполагать, что еще дальше к северу, в *Алазейско-Олойской мегазоне*, батиальные комплексы ордовика сменяются океаническими, однако проверить это предположение не удается из-за плохой обнаженности.

Разрезы ордовика Омолонской мегазоны представлены известняками, красноцветными песчаниками, алевролитами, конгломератами; мощности от 650 до 1700 м; отложения карадокского и ашгильского ярусов отсутствуют. Помимо относительно малых мощностей, неполноты и прерывистого распространения, они отличаются полным отсутствием граптолитовых фаций; по фауне они ближе к разрезам Сибирской платформы, чем Яно-Колымской мегазоны.

В Новосибирско-Чукотской мегазоне, на Чукотском п-ове ордовик сложен преимущественно карбонатными толщами, мощностью 1,5 км, сходными с карбонатными разрезами ордовика Аляски. В Корякской мегазоне ордовик развит фрагментарно и ограничен смежными Пенжинско-Пекульнейской и Таловско-Майнской зонами, где представлен мощными основными и кислыми эффузивами с обломками кремней, терригенных пород и туфов, с линзами известняков с ордовикской фауной. Вместе с габбро-гипербазитовыми комплексами подобные толщи, по-видимому, характеризуют фрагменты древней коры океанического и переходного типов.

Силурийский этап

Силурийские отложения известны в основном в тех же районах, что и ордовикские, но имеют меньшее распространение: они полностью отсутствуют в Охотском поднятии и Омолонской мегазоне и не известны в Алазейско-Олойской мегазоне.

В Сетте-Дабанском поднятии силур представлен в основном карбонатными шельфовыми отложениями; в разрезе выделяются местные свиты, коррелируемые с ярусами стандартной шкалы.

В краевых поднятиях Яно-Колымской мегазоны в раннем силуре сохраняется переход от неритовых фаций шельфа к батиальным, унаследованный от ордовикского времени. Наибольший интерес стратиграфы проявляют к разрезу Омулевского поднятия на руч. Мирный, где наблюдается переход от ордовика к силуру, причем карбонатные слои с бентосной фауной (брахиоподы, трилобиты, кораллы, остракоды) чередуются с граптолитовыми сланцами. Для нижнего силура в целом характерно сочетание карбонатных и терригенных пород; отмечается присутствие глинисто-кремнистых сланцев, спонголитов, фтанитов, с которыми ассоциируют турбидиты и пелитоморфные известняки. Мощность нижнего силура 400—1000 м. По граптолитам выделен ряд зон. Верхний силур, преимущественно карбонатный, охарактеризован бентосной фауной; представлен доломитами, мергелями, алевролитами, мощностью 400—900 м. Вверх по разрезу фауна оскудевает; становится характерной загипсованность и красноцветность. На северо-западе Омулевского поднятия в силуре отмечаются туфы и трахибазальты.

В Новосибирско-Чукотской мегазоне, на Чукотском полуострове, в тех же районах, где известны разрезы ордовика, силур представлен в низах терригенно-карбонатными отложениями с граптолитами, а в верхах — доломитами. Мощность 300 м.

В Корякской мегазоне силур, развитый примерно в тех же районах, где и ордовик, представлен вулканогенными толщами основного и среднего состава, туфами, терригенными породами.

Девонский этап

Девонское время характеризуется резкой активизацией тектонических движений, что вызвало большую дифференциацию фациальных обстановок и геодинамических условий по сравнению с силуром, однако эта активизация произошла не сразу.

В значительной части разрезов Яно-Колымской мегазоны девонские отложения согласно залегают на силурийских. На Сетте-Дабане нижнедевонские – эйфельские (?) отложения представлены известняками и доломитами с фауной кораллов и брахиопод (мощность 350—400 м), согласно залегающими на карбонатах силура. В основании живета залегают конгломераты,

в верхах живета установлены линзы гипсов. Мощность живета до 600 м. В живетских отложениях местами содержатся покровы базальтов, распространение которых становится повсеместным в низах франского яруса. Верхний девон, мощностью до 1500—2000 м, охарактеризованный фауной гониатитов и брахиопод, представлен в целом преимущественно известняками и доломитами; в подчиненном количестве развиты красноцветные терригенные породы; отмечаются линзы гипсов, ангидритов. Базальты встречаются на нескольких стратиграфических уровнях.

Охотский массив — наиболее устойчивый межавлакогенный блок — сохранял с девона относительно обособленное положение. Девонские (эйфельско-фаменские) отложения залегают с размывом на протерозойских, представлены в основном морскими терригенными осадками, с прослоями известняков, с фауной гониатитов, брахиопод и кораллов. Разрез венчается трансгрессивно залегающей вулканогенно-осадочной фаменской толщей (туфы и покровы андезитов и липаритов, прослои алевритистых известняков и известковистых сланцев). Мощность девона до 2000 м.

Девон в обрамлении Омолонского массива фациально очень дифференцирован; разрезы меняются от континентальных вулканогенных в центральной части этой зоны до морских, относительно глубоководных осадочных или вулканогенно-осадочных по периферии.

В Новосибирско-Чукотской мегазоне, в пределах Чукотского массива и на его обрамлении, выделяются разрезы двух типов — карбонатного (более северного) и терригенного. В разрезе карбонатного типа девон согласно залегает на силуре и представлен толщей известняков и доломитов, с прослоями известковистых, углисто-кремнистых филлитов и кварцитовых песчаников, со строматопорами, кораллами и брахиоподами нижнего, среднего и верхнего отделов девона, мощностью 1600 м. Разрез терригенного типа представлен чередующимися песчаниками, алевролитами и сланцами с прослоями известняков с нижне- и среднедевонскими кораллами и брахиоподами и с франскими фораминиферами.

В Корякской мегазоне известны выходы эйфельских известняков, а также толщи терригенно-карбонатных пород с прослоями кремнистых сланцев (мощность от 700—750 м до 1500 м).

Каменноугольный этап

В турнейское и визейское время не происходило существенного изменения структурного плана региона. Резкий перелом в характере осадконакопления для всех мегазон, кроме Корякской, намечается в начале серпуховского века, когда происходит накопление мощной терригенной верхоянской серии, которое

завершилось в мезозое. В среднем – позднем карбоне сообщества организмов приобретают обедненный и эндемичный характер (отсутствие фузулинид, водорослей, колониальных кораллов и др.).

В Яно-Колымской и Омолонской мегазонах турнейский ярус представлен двумя типами разрезов. Первый из них характерен для большей части Яно-Колымской мегазоны и сложен органогенными известняками с прослоями терригенных пород, мощностью 100—300 м (до 500 м). Второй развит в прогибах, окаймляющих Омолонский массив, и представлен относительно глубоководными терригенными, тонкими пирокластическими и кремнистыми осадками, мощностью от 200 до 300 м.

На северной периферии Омулевского и Тасхаяхтахского поднятий турне также представлен глубоководными флишоидными толщами, где, как и в девоне, присутствуют эффузивы. Таким образом, и в начале карбона на большом протяжении Алазейско-Олойская мегазона окаймлена глубоководными прогибами, местами с проявлением вулканической деятельности.

В центральных частях Омолонского массива развиты вулканогенно-терригенные осадки, мощностью 250–300 м (до 600 м), местами на западной периферии мегазоны появляются спилиты и кремнистые осадки.

В пределах Новосибирско-Чукотской мегазоны на Чукотском п-ове и о. Врангеля развиты шельфовые терригенно-карбонатные отложения, низы и верхи каменноугольной толщи размыты.

В Корякской мегазоне каменноугольные отложения распространены шире, чем ордовикские, силурийские и девонские: они известны от Кони-Тайгоносской зоны до Хатырской. В западных районах описана нижне-среднекаменноугольная толща груботерригенных пород и флиша, с остатками флоры, с прослоями туфов кислого и среднего состава.

Пермский этап

Пермские отложения, составляющие часть верхоянской серии, тесно связаны с каменноугольными, лежащими в основании этой серии.

В Яно-Колымской мегазоне пермские отложения образованы почти исключительно морскими терригенными осадками. Мощности достигают 4—5 км (2,5 км на *Охотском поднятии*). В различных районах выделено большое число мелких свит, коррелируемых с региональными горизонтами.

В Омолонской мегазоне преобладают разрезы перми, отличающиеся значительно меньшими мощностями (до 400 м), причем наряду с терригенными породами присутствуют прослои известняков с фауной фораминифер, брахиопод, гониатитов, двустворок, кораллов. Отмечается присутствие фосфатоносных и глауконитовых песчаников.

В Алазейско-Олойской зоне в перми широко развиты вулканогенные толщи. В Новосибирско-Чукотской мегазоне пермские отложения развиты слабо (преобладали поднятия). Морские пермские отложения отмечаются на о. Врангеля.

В Корякской мегазоне известны, в основном, нижнепермские осадки, представленные туфогенно-кремнистыми и яшмово-спилитовыми толщами с прослоями и линзами известняков. В конце перми вышла из-под уровня моря территория Охотского массива.

Важно отметить, что в течение карбона и перми Корякская мегазона характеризовалась развитием теплолюбивой фауны с наличием рифогенных известняков (разрезы сходны с разрезами средиземноморского пояса), тогда как Яно-Колымская и Омолонская мегазоны относились к бореальной провинции со специфическими холоднолюбивыми, обедненными, обычно эндемичными и угнетенными формами. Это позволило исследователям предполагать наличие чужеродных блоков (террейнов) в составе структур Северо-Востока СССР. Нередко для объяснения способа передвижения террейнов привлекается гипотеза о гигантских сдвигах вдоль Тихоокеанского кольца.

Раннемезозойский этап (ранний – средний триас)

На рубеже палеозоя и мезозоя на значительной части территории Северо-Востока СССР продолжалось формирование геосинклинальной терригенной верхоянской серии.

В Северо-Восточном регионе нижне-среднетриасовые отложения развиты исключительно широко, главным образом в его западной и северо-восточной частях. Среди них можно выделить два основных типа разрезов: миогеосинклинальный, представленный мощными монотонными морскими терригенными толщами, и субплатформенный, характеризующийся малыми мощностями, стратиграфической неполнотой, повышенной карбонатностью и фосфоритоносностью и насыщенностью органическими остатками. Как в том, так и в другом типах разрезов локально присутствует вулканогенный материал, играющий резко подчиненную роль.

Миогеосинклинальный тип разреза развит в Верхоянской, Яно-Колымской и Чукотской мегазонах.

На западе Верхоянской зоны широко развиты пестроцветные лагунно-морские породы в нижнем триасе, а средний триас представлен континентальными песчаными фациями. Мощность разрезов 1—2,5 км. Яно-Колымская мегазона характеризуется максимальными мощностями нижнего и среднего триаса (до 6 км) и почти исключительно алевролито-глинистым составом (рис. 51).

Разрезы нижнего – среднего триаса Чукотки представлены в нижней части зеленоцветными толщами песчаников

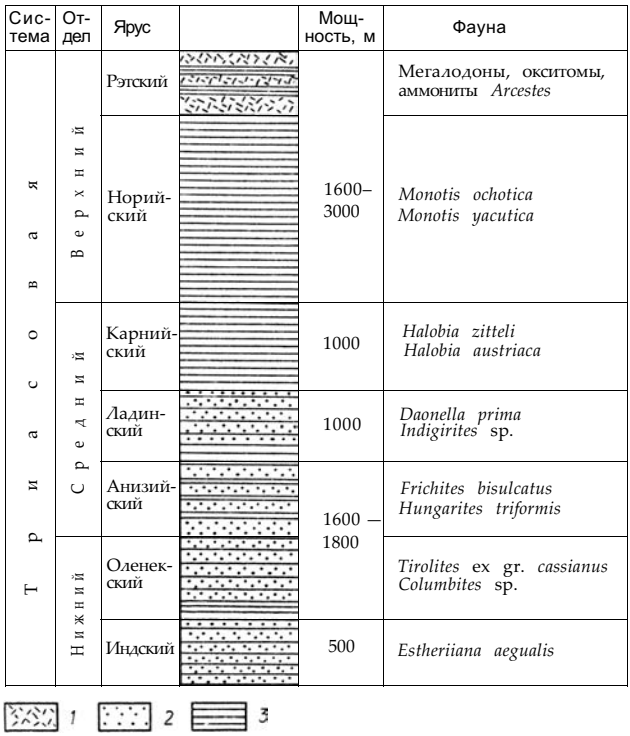


Рис. 51. Схематический разрез триасовых отложений Индигиро-Колымской синклинальной зоны. По *Ю.Н. Попову*, 1978:
1 — туфы; *2* — песчаники, алевролиты; *3* — сланцы

и глинистых сланцев, а в верхней — флишоидными сероцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками.

Среднемезозойский этап (поздний триас – валанжин)

Средний мезозой — время максимальной активности геосинклинальных процессов в мезозоидах Северо-Востока СССР. Широчайшая позднетриасовая трансгрессия охватила большую часть его территории. Интенсивное прогибание геосинклиналей привело к накоплению мощных осадочных отложений, а вслед за этим интенсивные складчатые движения создали наблюдаемый теперь структурный план.

Особое место в мезозойской структуре Северо-Востока занимает *Анюйская зона*, в которой развиты раннемезозойские офиолиты.

С начала позднетриасовой эпохи в опускание были вовлечены *Охотский массив* и большая часть *Омулевского поднятия*.

Процессы опускания начали преобладать на большей части Северо-Восточного региона с конца позднего триаса; максимума они достигли в ранней юре (синемюр).

В плинсбахе некоторые поднятия выступили над поверхностью моря. Значительно расширилась область суши на Чукотке.

Начавшаяся среднеюрская трансгрессия вновь увеличила площадь морского бассейна.

В конце средней – начале поздней юры вся центральная и южная части Северо-Восточного региона были вовлечены в интенсивные поднятия. Восточная часть *Верхоянской*, *Инъяли-Дебинская* и *Чукотская зоны* представляли в это время область интенсивного компенсированного прогибания и максимального морского осадконакопления. Море распространилось и на территорию Охотского массива.

С середины келловейского века начался новый цикл поднятий, приведший к концу поздней юры к ликвидации морского режима на большей части территории региона.

На территории Алазейско-Олойской и отчасти Омолонской зон в начале поздней юры возникли многочисленные континентальные впадины, многие из которых сохранились и в раннемеловую эпоху. В них происходило активное накопление фациально пестрых молассоидных толщ с участием вулканогенных пород различного состава.

Позднемезозойский этап (готерив – маастрихт)

Позднемезозойский этап отличался сложностью и многообразием тектонических обстановок. Северо-Восточный регион уже в конце раннего мела вступил в сводово-глыбовый этап своего развития, в течение которого продолжали развиваться краевые и остаточные прогибы и впадины, заполнявшиеся молассами.

В восточной части Северо-Восточного региона для позднемезозойского этапа характерны, главным образом, флишоидные и флишевые формации, переходящие в конце раннего и в позднем мелу в молассы.

В пределах Корякской мегазоны и Западной Камчатки на протяжении большей части мелового периода происходило интенсивное миогеосинклинальное осадконакопление, пришедшее на смену эвгеосинклинальному вулканизму и осадконакоплению позднеюрской – раннемеловой эпох.

Обособившиеся в конце мелового периода в Притихоокеанском регионе *Камчатский* и *Сахалинский эвгеосинклинальные прогибы* располагались между шельфом и открытым океаном. Значительная часть обломочного материала, сносившегося с

Азиатского континента, осаждалась в мелководных условиях шельфа и лишь частично достигала эвгеосинклинальных прогибов.

В Северо-Восточном регионе по характеру разрезов выделены мегазоны, которые группируются в три основных типа. Первый тип представлен *Верхоянской, Иньяли-Дебинской, Полоусненской* и, отчасти, *Чукотской зонами*. Им свойственны в целом терригенные разрезы миогеосинклинального типа.

Второй тип разреза, приближающийся к эвгеосинклинальному, характерен для *Олойской мегазоны*. В ней развиты мощные, местами непрерывные насыщенные продуктами подводных извержений разрезы верхнетриасовых – кимериджских отложений. Наиболее мощные толщи вулканитов (до 1—1,5 км) позднеюрского возраста установлены в северо-восточной части Олойской мегазоны, где мощность отдельных горизонтов лав (базальтов, андезитов, трахибазальтов) составляет 200—300 м.

Промежуточное положение между рассмотренными типами мегазон и третьим — субплатформенным — возможно, занимает *Алазейская мегазона*. Разрез ее отличается многочисленными перерывами и сокращенными мощностями (до 4 км). Но в то же время он насыщен туфогенным материалом. Практически весь разрез мегазоны состоит из туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и т. д.

Третий тип мегазоны резко отличается от двух предыдущих и включает *Омолонскую мегазону* с субплатформенным характером разреза. Мегазона имеет блоковое строение. Состав осадков преимущественно терригенный с преобладанием песчаников. Встречаются маломощные (до 60—100 м) потоки лав среднего и основного состава, в отдельных частях разреза отмечается в терригенных осадках небольшая примесь вулканогенного материала. Среди вулканитов преобладают базальты, трахибазальты и их туфы, менее распространены трахиандезиты и трахиты.

Корякская и *Олюторско-Камчатская мегазоны* характеризуются мощными (до 2,5 км) разрезами морских отложений волжского яруса, берриаса и валанжина (более древние отложения верхней юры отсутствуют). Они несогласно залегают на породах палеозоя, реже верхнего триаса и представлены преимущественно двумя типами разреза: терригенным и кремнисто-вулканогенным.

Для Тайгоносской зоны характерно увеличение роли вулканитов, появление спилитов.

В начале позднемезозойского этапа, в готерив-барреме, на большей части территории востока Азии в результате мощной регрессии произошло резкое сокращение морских бассейнов; в последующие века области морской седиментации вновь расширились, но уже не достигали такого объема, как на среднемезозойском этапе. В течение позднемезозойского этапа накопились

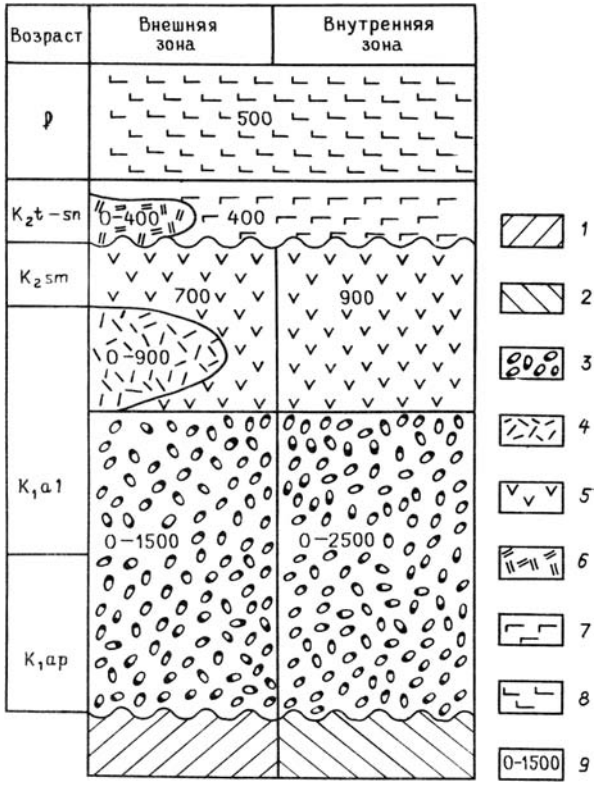


Рис. 52. Формации внешней и внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса. По *Н.И. Филатовой*, 1979:

1 — фундамент мезозойской складчатой области; *2* — фундамент позднемезозойско-кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области; *3—8* — формации Охотско-Чукотского пояса: *3* — молассовая, *4* — липаритовая; *5* — андезитовая, *6* — трахириолитовая, *7* — субщелочная базальтовая, *8* — палеогеновая осадочная, *9* — мощности формации, м

мощные толщи осадков разного состава и происхождения, на западе рассматриваемой территории в краевых прогибах и впадинах образовались континентальные, часто угленосные отложения. В центральной ее части продолжалось развитие геосинклинальных прогибов, замкнувшихся в основном к концу раннего мела. На востоке в большинстве прогибов практически в течение всего этапа сохранялся геосинклинальный режим; кроме того, закладывались новые позднемеловые прогибы эвгеосинклинального типа и формировались наложенные вулканогенные пояса и зоны.

Меловые осадочные образования в Северо-Восточном регионе имеют относительно ограниченное распространение и связаны с краевыми или наложенными прогибами позднегеосинклиналь-

ного и инверсионного характера. Гораздо шире распространены вулканогенные образования, образующие Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (см. рис. 49, рис. 52). Кроме этого пояса, в регионе выделяются две мегазоны: Анюйская (с преобладанием морских осадков) и Индигиро-Сугойская, состоящая из впадин, выполненных континентальными образованиями.

Анюйская мегазона, наследовавшая раннемезозойскую впадину с океаническим типом коры, включает ряд прогибов или впадин, расположенных во внутренней или краевой части Омолонского массива, для которых характерно наличие морских отложений готерив-аптского возраста: песчаников, алевролитов, конгломератов (иногда с линзами углей и туфами андезитов). Альбские отложения представлены континентальными образованиями с остатками флоры.

В Индигиро-Сугойской мегазоне наблюдается непрерывный разрез от верхней юры до середины альба, состоящий из песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератов с прослоями и пластами каменного угля. Общая мощность этих отложений достигает 11 км.

Разрезы меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса сходны. Они представлены в основном ритмично построенными наземными толщами липаритов, дацитов и андезитов, реже андезито-базальтов и отвечают по характеру вулканитам зон субдукции.

Раннекайнозойский (палеогеновый) этап

Главной особенностью раннекайнозойского этапа был его переходный характер. Многие структурные элементы позднего мезозоя (Восточно-Камчатская геосинклиналь и др.) заканчивали свое развитие в раннекайнозойское время. С другой стороны, во второй половине палеогена начал формироваться тектонический план, характерный для неогенового и четвертичного периодов, в которых происходило развитие островных дуг. Межрегиональные (межгеоблоковые) различия, наметившиеся на предыдущих этапах развития, сохранились и в раннем кайнозое. Так, в Притихоокеанском районе происходило морское осадконакопление, на востоке региона имевшее отчетливый эвгеосинклинальный характер (восточная Камчатка, Командорские и Курильские острова).

В Верхояно-Чукотской области происходило выравнивание рельефа с локальным проявлением нисходящих движений. Палеоген представлен континентальными терригенно-осадочными и вулканогенными образованиями сравнительно небольшой мощности (не более 1 км). Приарктические аккумулятивные бассейны в позднем олигоцене приобретают черты субплатформенных структур. Они сложены маломощными (десятки метров)

песчано-глинистыми, иногда слабо угленосными отложениями.

В восточной части региона в Олюторско-Камчатской мегазоне палеогеновые отложения сложены мощной вулканогенной толщей — базальтами, туфопесчаниками, липаритами, дацитами, спилитами, диабазами. В основании разреза лежат офиолиты — фрагменты коры окраины Тихого океана, включенные в состав континента.

Позднекайнозойский (неогеновый) этап

На Северо-Востоке СССР в неогене продолжается сводово-глыбовое развитие, начавшееся в конце олигоцена и продолжающееся в четвертичном периоде. В начале миоцена тектоническая обстановка была такой же, как в конце олигоцена. Примерно до конца среднего миоцена большая часть Верхояно-Чукотской области испытывала интенсивные, резко контрастные, преимущественно восходящие тектонические движения, компенсировавшиеся слабым погружением обширной территории на севере области. Для горного рельефа, созданного в это время, характерна согласованность со структурами древнего плана, крупнейшими из них являлись Верхоянское сводовое поднятие и горная система хр. Черского.

В Притихоокеанском регионе в позднекайнозойское время наиболее интенсивные тектоно-магматические процессы были связаны с развитием Курило-Камчатской системы островных дуг. В ходе этого процесса произошло еще более резкое обособление Корякской зоны от Западно-Камчатской; стерлись различия между Камчатской зоной Западно-Камчатско-Корякской системы и Восточно-Камчатской геосинклинальной системой и образовалась Курило-Южно-Камчатская островная дуга и Южно-Охотский задуговый океанический бассейн. Почти на всей территории Корякской зоны установился континентальный режим.

Проводившиеся в последние годы геолого-геофизические исследования показывают, что глубоководные котловины окраинных морей и глубоководные желоба оформлялись на последних этапах геологического развития региона.

В позднем кайнозое основные тектонические события развернулись на крайнем востоке Азии, где в это время сформировались главные структурные элементы современной переходной зоны между Азиатским континентом и Тихим океаном: окраинные моря с глубоководными впадинами, островные дуги и глубоководные желоба. Возникшая в конце палеогена и начале неогена система разломов обусловила почти повсеместное синхронное начало вулканизма и связанного с ним интрузивного магматизма специфического типа, характеризующегося широким развитием пород среднего состава.

Развитие тектоно-магматических процессов во времени наследовало тенденцию, наметившуюся еще в мезозое: постепен-

ное смещение активных процессов на юго-восток, в сторону океана, и последовательное причленение консолидированных блоков к Азиатскому континенту. Подтверждением тому является современный активный вулканизм, сосредоточенный главным образом в цепочке вулканов Курило-Камчатской дуги, образующих современную «андезитовую линию» и ограничивающих переходную зону, в которой в результате интенсивного осадконакопления и, вероятно, глубинных магматических процессов происходит развитие континентальной коры.

В Верхояно-Колымской мегазоне широко распространены миоценовые отложения. Для всего неогена в целом характерны широкое развитие песчаных и песчано-галечниковых отложений и сравнительно слабая угленасыщенность.

В Притихоокеанском регионе неогеновые отложения распространены более широко, чем палеогеновые, и характеризуются появлением новых формационных типов — вулканогенных островодужных формаций (Курильская дуга, Южная и Центральная Камчатка), флишевой формации, а также различных кремнистых пород. На большей части рассматриваемой территории неоген слагается морскими толщами.

Четвертичный период

На рубеже позднего плиоцена и раннего плейстоцена наметились основные черты современного рельефа. Прибрежные мелководья окраинных морей Востока СССР, а следовательно, и современная береговая линия возникли совсем недавно — всего несколько тысяч лет тому назад. Важно отметить, что в рельефе суши более древние элементы чаще развиты в западной части рассматриваемой территории, континентальное развитие которой началось с конца мезозоя. Очень молодой рельеф, связанный с плейстоценовым и голоценовым вулканизмом, имеют Восточная Камчатка и Курильская гряда.

Четвертичные отложения занимают большую территорию на севере Верхояно-Курильской складчатой системы, покрывают обширные пространства в низовьях рек Лены, Яны, Индигирки, Алазеи и Колымы. Они представлены различными континентальными образованиями. Среди первых широко развиты аллювиальные, делювиально-пролювиальные и солифлюкционные отложения. Максимальная мощность четвертичных отложений на побережье Северного Ледовитого океана не превышает 100 м. Аналогичная мощность отложений отмечается на побережьях Камчатки. Новейший магматизм в Верхояно-Чукотском регионе распространен ограниченно и приурочен к зонам глубинных разломов. Четвертичные лавы Камчатки имеют много общего с современными лавами вулканических островов внутренних частей Тихого океана.

Полезные ископаемые

Комплексы раннего докембрия Северо-Востока СССР несут разнообразную по возрасту, вещественному составу и генезису рудную минерализацию.

Этапы формирования первичных толщ раннего и позднего архея и раннего протерозоя в зависимости от литофациальных условий знаменуются неоднократным накоплением в различных стратиграфических подразделениях хемогенных осадков *железа*, *бора*, *фосфора* и *сульфидов*, *алюминия* и *россыпей* устойчивых минералов (*циркона*, *ортита*, *рутила*, *касситерита* и других продуктов переотложенных кор выветривания), *графита*, *сульфидов*, относительно повышенных концентраций *золота*, *меди* в основных породах.

Минералогическое развитие территории в среднем палеозое во многом обнаруживает черты преемственности от предшествующего этапа. *Свинцово-цинковое оруденение* приурочено к доломитовым горизонтам живетского яруса (Омулевская зона) и нижнего карбона (Северное Верхоянье). Медистые песчаники в Омулевской зоне приурочены к силурийской осадочно-вулканогенной толще.

В девонских – нижнекаменноугольных отложениях Сетте-Дабанской зоны намечается несколько региональных уровней распространения меденосных песчаников: эйфельский, живетский, нижнефранский и турнейский.

В Северном Верхоянье *медная минерализация* установлена в пестроцветных терригенно-карбонатных отложениях верхнего девона – нижнего карбона.

В Приверхоянье отмечается наличие пластов *гипса* и *ангидрита* среди отложений верхнего карбона – нижней перми. Мощные пласты девонских гипсов и ангидритов обнаружены в районе Сетте-Дабана. Среднепалеозойские гипсоносные отложения известны в пределах хр. Тасхаяхтах, Селеняхского кряжа и Омулевских гор.

Скарново-железорудные, *золото-сульфидные* и *золото-кварцевые проявления* в пределах Омолонского и Охотского массивов ассоциируют с гранитоидами абкитского комплекса.

Раннемезозойская минерализация представлена лишь незначительными проявлениями меди, реже золота, полиметаллов и горного хрусталя, приуроченными к нижнетриасовым габбро-диабазовым комплексам, достаточно широко распространенным в Северо-Восточном регионе. Средний мезозой характеризовался динамичной тектонической обстановкой. Интенсивное развитие геосинклиналей привело к накоплению отложений со специфическими эндогенными полезными ископаемыми. Теплый и влажный климат определил развитие растительности и обильное углеобразование. Именно к этому времени относится формиро-

вание одной из известных металлогенических структур Северо-Востока СССР — *Яно-Колымского золотоносного пояса*, а также *Алданской золотоносной провинции* и, вероятно, *золото-* и *оловоносных районов Чукотки*.

Марганцевые руды в бассейне р. Анюй Сихотэ-Алинской складчатой системы приурочены к вулканогенно-терригенно-кремнистым комплексам юрского возраста.

На территории Чукотской складчатой системы расположена группа Чаунско-Чукотских *угольных месторождений*. В Мома-Зырянской впадине, наложенной на краевую часть колымского массива, расположен крупный угольный бассейн с углями наиболее ценных марок раннемелового возраста.

На Омолонском массиве происходило формирование угленосных отложений позднеюрско-валанжинского возраста. С мезозойским, преимущественно нижнемеловым комплексом пород, связаны также перспективы газоносности Зырянской впадины и нефтегазоносности Зейско-Буреинской впадины.

В Северо-Восточном регионе в палеогене до эоцена оловянное и олово-полиметаллическое оруденение сопровождает сводово-глыбовую орогению мезозоид, а в Охотском и Чукотском вулканогенах образуются золото-серебряные и другие месторождения.

В пределах Верхояно-Колымской складчатой системы происходило формирование слабоугленосных толщ Омсукчанской и Аркагалинской угленосных площадей. В Западно-Камчатско-Корякской складчатой системе с инверсионной стадией развития геосинклинали связаны Западно-Камчатский и Анадырский угленосные бассейны и ряд угленосных площадей на Сахалине. Процессы угленакопления начались в конце туронского века и с перерывом продолжались в кампанском.

Оловоносные металлогенические зоны позднего мезозоя расположены в Южно-Верхоянской и Верхояно-Колымской провинции и др.

В Олойской зоне известно Баимское (Находкинское) *медно-порфировое месторождение*.

В самом начале палеогена завершается формирование золото-серебряного оруденения Охотского и Чукотского вулканогенов.

Большинство проявлений *марганца* раннекайнозойского возраста известно в Восточно-Камчатской геосинклинальной системе, а в Западно-Камчатско-Корякской системе выявлен диорит-гранодиоритовый магматизм эоценового возраста, с которым связана золотоносность.

Угленакопление продолжается на территории Ханкайского и на востоке Буреинского массивов. По западному берегу Камчатки распространены эоцен-нижнеолигоценовые угленосные отложения. Они отмечаются в Беринговском угленосном районе.

С палеогеновыми, а также неогеновыми отложениями связывается *газопроявление* в одной из структур береговой зоны Западной Камчатки (Колпаковский прогиб), а также в пределах Анадырской впадины.

В позднекайнозойское время в неогене и плейстоцене магматическая активность, сопровождающаяся рудообразованием, целиком сместилась в Притихоокеанский регион — внутреннюю зону Тихоокеанского рудного пояса. Для этого региона характерна рудоносная структура, которой является Курило-Камчатская система островных дуг с андезитовым вулканизмом, с ней связан широкий спектр оруденения — *золото*, *серебро*, *полиметаллы*, *медь*, *ртуть*, *сера* и др.

Россыпная золотоносность проявлена почти на всей территории, охватывая практически все ее геотектонические подразделения. Наиболее интересны россыпи Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых систем. Ряд узлов золотоносных россыпей известен на Камчатке и в Корякском нагорье.

Наибольший интерес в отношении россыпей оловоносности представляет Северо-Восточный регион (мезозоиды Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей).

На западе Камчатки и на острове Курильской гряды известно более двух десятков *титаномагнетитовых россыпей*.

Вопросы для самопроверки

1. Какие крупные мегазоны можно выделить в пределах Северо-Востока СССР?
2. Покажите на геологической карте СССР основные структурные элементы региона.
3. Какие основные этапы можно выделить в истории геологического развития региона?
4. Отличительная особенность развития региона в мезозое и кайнозое.
5. Полезные ископаемые региона.

КУРИЛЬСКИЕ И КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА

Курильские и Командорские острова относятся к типичным островным дугам (рис. 53). Курильская островная дуга — поднятие антиклинального типа, состоит из двух островных дуг внутренней Большой Курильской гряды и внешней — Малой Курильской гряды (о-ва Танфильева, Зеленый, Полонского, Шикотан). Ее продолжением на северо-востоке является подводный хр. Витязя. Между ними расположена внутренняя относительно мелководная впадина. Продольные и поперечные разломы обусловливают блоковый характер подвижек Курильских островов. Разломы фиксируются линейным расположением вулканов и кулисообразным расположением островов. На Южных Курильских островах в четвертичных отложениях установлена и

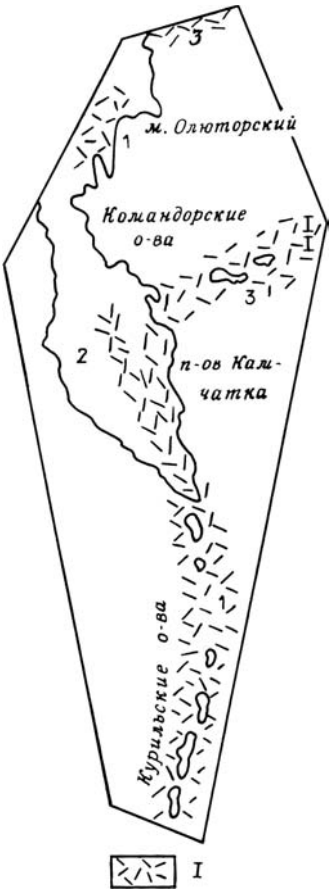


Рис. 53. Схема зон четвертичного вулканизма Камчатско-Олюторской системы:

1 — зоны четвертичного вулканизма; цифры на схеме: 1 — Олюторско-Восточно-Камчатско-Курильская, 2 — Срединнокамчатская, 3 — Алеутская

складчатость, кливаж и густая сеть сбросов. Курильские острова отличаются высокой сейсмичностью, с интенсивностью на поверхности девять баллов.

Курило-Камчатская зона по степени проявления современного вулканизма — самая активная в Тихоокеанском кольце. Цепь действующих и потухших вулканов тянется от о. Хоккайдо через Большие Курильские о-ва к Восточной Камчатке. Западнее параллельно этой линии прослеживается цепочка подводных вулканов и гор. На Больших Курилах насчитывается 130 вулканов, из которых действующих около 40.

Лавы новейшего магматизма преимущественно андезито-базальтовые и базальтовые. Вулканы приурочены к сложной продольной системе глубинных разломов, к участкам пересечений продольных и поперечных разломов. Контролирующие

вулканизм глубинные разломы падают круто и связаны с перегибом поверхности Мохо.

В 1975 г. произошло сильнейшее за историческое время Толбачинское извержение, с очагами у подножия вулкана Плоский Толбачик. За время Толбачинского извержения возникло четыре новых шлаковых конуса, изменился рельеф: обрушился вершинный кратер Плоского Толбачика, появились трещины длиной до 600 м, из которых пробивались лавовые фонтаны, образовывались лавовые речки с температурой лавы 1100—1200°С и скоростью течения 30—3500 м/ч.

Кроме современных магматических образований, на островах Малой Курильской гряды (о. Шикотан и др.) известны меловые отложения, получившие название «формация Шикотан». Формация представлена эффузивно-туфогенными комплексами — базальтами, шаровыми лавами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, в верхней части разреза сменяющимися преимущественно осадочными породами — песчаниками, известняками, туфами, туффитами, с фауной, характерной для сенона. Мощность меловых отложений 500—700 м. Палеоген на Курилах фаунистически не доказан. Отложения неогена образуют складчатое основание о-вов Большой Курильской дуги, они подразделяются на миоценовые и плиоценовые. Миоценовые отложения представлены туфогенными и пирокластическими породами с прослоями аргиллитов и алевролитов и покровами андезито-базальтов, мощностью 4500 м. Плиоценовые отложения отличаются от резко дислоцированных отложений миоцена более спокойным характером залегания, сложены они туфогенными песчаниками, диатомитами, гравелитами с галькой и валунами андезито-базальтов и базальтов. Мощность плиоцена 100—150 м.

Командорские острова — часть Алеутской складчатой дуги, которая прослеживается от п-ова Камчатка до Аляски. По данным сейсморазведки, Алеутский хребет — шов утолщенной океанической коры, на который наложена цепь вулканов. Мезозойский комплекс Алеутских островов собран в складки, в кайнозойском комплексе складчатые дислокации не установлены. Командорские о-ва, как и Курильские, отличаются высокой сейсмичностью.

Шельф Командорских островов, как и всей Алеутской дуги со стороны Берингова моря, узкий, перегиб его начинается с глубин 100—120 м, со стороны Тихого океана он вдвое шире, перегиб отмечается на глубинах 150—180 м. В сводовой части о-вов находятся вытянутые линейные грабены, развиты сбросо-сдвиговые дислокации.

На Командорских о-вах обнажаются лишь кайнозойские вулканогенные породы. Наиболее древние среди них — вулканогенные породы эоцена, они представлены пирокластами, переслаивающимися с туфопесчаниками, мощность их 2,5 км. Выше несогласно залегает комплекс вулканогенных пород олигоцена –

миоцена, сложенный эффузивами щитовых вулканов, туфами, мощность достигает 1 км.

Плиоцен представлен потоками лав, грязевыми потоками, брекчиями, мощностью до 300 м.

Вопросы для самопроверки

1. Дайте геологическую характеристику краевых морей Тихоокеанского пояса — Чукотского, Баренцева, Охотского, Японского.
2. Какие зоны четвертичного вулканизма выделяют в пределах Тихоокеанского пояса?
3. Геологическое строение Курильских и Командорских островов.
4. Полезные ископаемые краевых морей пояса.

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК СССР (МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ, СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ И САХАЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ)

Положение, границы и основные структурные элементы

Рассматриваемый регион ограничивается с севера Сибирской платформой и Забайкальскими протерозойскими складчатыми структурами. Северная граница проходит по Монголо-Охотскому разлому, с юга граница региона Дальнего Востока уходит за пределы СССР (рис. 54). В состав Дальнего Востока входит Монголо-Охотская область, в которой выделяются Джудинская, Даурская, Агинская складчатые зоны, Амуро-Зейский синклинорий, Удский синклинорий, Торомский синклинорий, Джагданско-Тукургинский антиклинорий — все эти области заложились на палеозойском основании. Кроме этого здесь установлены древние массивы — Аргунско-Верхнеамурский и Буреинский.

К Монголо-Охотской области примыкает Сихотэ-Алинская область с древним Ханкайским массивом, где, кроме того, выделяются Центральный Сихотэ-Алинский антиклинорий, Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинские синклинории мезозоид. Выделяются кайнозойские структуры — Сахалинский складчатый пояс и прибрежный Сихотэ-Алинский плутонический пояс.

В течение венд-палеозойского времени центральная часть рассматриваемой территории прошла два цикла — верхнерифейско-венд-ордовикский и силурийско-пермский, завершившиеся соответственно салаирским и герцинским орогенезом. Важнейшей тектонической линией, по-видимому, обновлявшейся и определявшей структурный план региона в течение обоих циклов и позднее, в мезо-кайнозойское время был *Монголо-Охотский глубинный разлом*, ограничивающий Сибирский довендский континент.

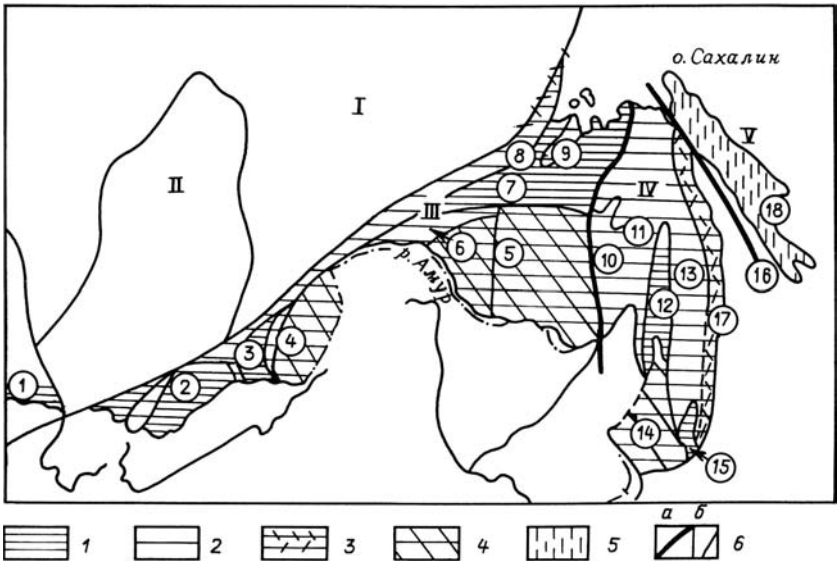


Рис. 54. Структурное районирование Дальнего Востока СССР

I — Сибирская платформа, II —Забайкальские протерозойские складчатые зоны; III — Монголо-Охотский пояс мезозоид; IV — Сихотэ-Алинский складчатый пояс мезозоид; V — Сахалинский пояс кайнозойской складчатости

1—4 — мезозоиды: *1* — антиклинории с преобладающими палеозойскими комплексами, *2* — синклинории с преобладающими мезозойскими осадками, *3* — меловые и палеогеновые вулкано-плутонические комплексы; *4* — срединные массивы мезозоид, консолидированные в протерозое и частично в палеозое; *5* — кайнозойская складчатая зона; *6* — границы мегазон (*а*) и зон (*б*)

Зоны, массивы (цифры в кружках):

1 — Джидинская; 2 — Даурская; 3 — Агинская зона; 4 — Аргунско-Верхнеамурский массив; 5 — Буреинский массив; 6 — Амуро-Зейская складчатая область (синклинорий); 7 — Джагдино-Тукурингрский антиклинорий; 8 — Торомский синклинорий; 9 — Удский синклинорий; 10 — Главный Сихотэ-Алинский глубинный разлом; 11 — Западно-Сихотэ-Алинский синклинорий; 12 — Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий; 13 — Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий; 14 — Ханкайский массив; 15 — Прибрежный антиклинорий; 16 — Главный Охотский глубинный разлом; 17 — Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс (мел – палеоген); 18 — Сахалинский складчатый пояс

К югу от Сибирского континента, отделенные пространством океанической или субокеанической коры (*Джудинский* и *Джагдино-Тукурингрский антиклинории*), располагались древние (архейско-протерозойские) микроконтиненты — массивы (*Аргунский*, *Верхнеамурский*, *Буреинский*, *Ханкайский*), которые в процессе развития объединились в единую относительно жесткую Монголо-Буреинскую континентальную глыбу, на коллизионном этапе (в позднем палеозое) противостоявшую Сибирскому континенту.

Таким образом, можно выделить в регионе ранне-средне-палеозойские тектонические мегазоны — *Забайкало-Сибирскую* (континентальную), *Агинско-Джагдинскую* (с субокеанической корой), *Аргуно-Хинганскую* (субконтинентальную) и *Приморскую* (окраинно-континентальную и океаническую) (рис. 55).

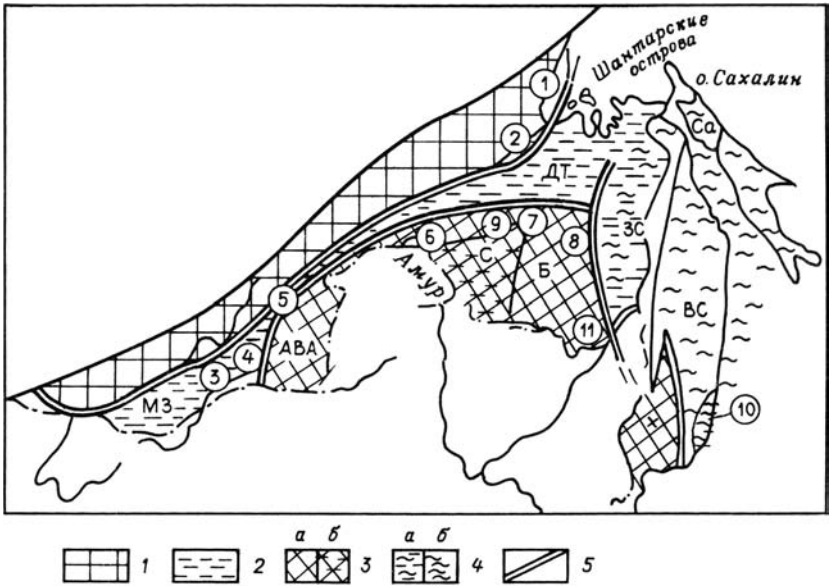


Рис. 55. Структурно-формационная зональность Дальнего Востока в палеозое (без палинспастической реконструкции). По [3]:

Мегазоны:
1 — Забайкало-Сибирская (часть Сибирского континента); *2* — Агинско-Джагдинская (периферия океанической Хангай-Хэнтейской зоны Монголии; кора переходного типа); *3* — Аргуно-Хинганская мегазона с континентальной (*а*) и переходной (*б*) земной корой (первично, возможно, было несколько микроконтинентов); *4* — Приморская мегазона с переходной (*а*) и океанической (*б*) корой, возможно с террейнами; *5* — граница мегазон
Крупные зоны осадконакопления: МЗ — Монголо-Забайкальская, ДТ — Джагдино-Тукурингрская, АВА — Аргунско-Верхнеамурская, С — Селемджинская, Б — Буреинская, Х — Ханкайская, ЗС —Западно-Сихотэ-Алинская, ВС — Восточно-Сихотэ-Алинская
Зоны (цифры в кружках):
1 — Аянская; 2 — Шевлинская, 3 — Агинская, 4 — Восточно-Агинская, 5 — Борщевочная, 6 — Верхнеамурская, 7 — Мынская, 8 — Мельгинская, 9 — Мамынская, 10 — Урмийская, 11 — Прибрежная

История геологического развития

Архей-протерозойский этап

В Дальневосточном регионе фиксируются преимущественно проявления позднеархейской геологической деятельности, соответствующие интервалу 3,2—2,5 млрд лет.

Архейская история характеризуется общей высокой подвижностью земной коры, определяемой процессами кисло-основного магматизма, разнохарактерного метасоматизма, гранитизации и сложных деформаций. Породы архейского возраста выделены в Буреинском и Ханкайском массивах, они представлены графитовыми и клинопироксеновыми мраморами, переслаивающимися с биотитовыми, силлиманитовыми биотит-гранатовыми, роговообманковыми гнейсами и сланцами.

Раннепротерозойские образования обнажаются в тектонических блоках и ядрах антиклинальных структур складчатых систем.

Метаморфические образования дорифейского возраста развиты на *Буреинском* и *Ханкайском массивах*, в *Монголо-Охотской* и *Сихотэ-Алинской складчатых системах*, где отмечены небольшие выходы метаморфических пород дорифейского фундамента.

На Буреинском массиве к нижнему протерозою принято относить биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, реже кварциты и амфиболиты. На территории Буреинского, Ханкайского и других срединных массивов, по-видимому, в раннем протерозое существовали структуры геосинклинального типа. В дальневосточном регионе широко распространены рифейско-нижнекембрийские отложения, составляющие терригенно-карбонатные комплексы, являющиеся отложениями миогеосинклинального типа. В архее – протерозое произошло становление Буреинского и Ханкайского массивов, составлявших в то время единое целое.

Венд-ордовикский этап

Венд и кембрий. Реликты кембрийской субокеанической коры выявляются на периферии Агинско-Джагдинской палеозойской мегазоны, в *Джагдино-Тукурингрской зоне*. Здесь известен нижний и верхний кембрий. Нижний кембрий представлен яшмами, глинисто-кремнистыми сланцами, базальтами, их туфами и известняками; отмечаются пласты гематит-магнетитовых руд и фосфоритов. Известняки преимущественно биогермные, возникшие вокруг крупных вулканических построек, содержат фауну алданского и ленского ярусов. Верхи разреза нижнего кембрия представлены терригенными породами с пластами яшм и водорослевых известняков. Средний кембрий отсутствует. Верхний кембрий представлен песчаниками с прослоями и линзами яшм, базальтов, известняков, микрокварцитов, фосфоритов. Выше залегают мощные рифогенные известняки с фосфоритами. Разрез завершается разноцветными яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами с базальтами, железными и марганцевыми рудами; в этой части разреза встречаются беззамковые брахиоподы и радиолярии. Наличие в этих районах нормальных разрезов кембрия нередко оспаривается. Некоторые исследователи считают, что это — олистолиты среди средне-верхнепалеозойских отложений.

На западе Джагдино-Тукурингрской зоны имеются немые толщи, относимые к венду и кембрию условно.

В *Аргуно-Хинганской мегазоне* венд-кембрийские отложения характеризуют чехол микроконтинентов и в общих чертах сходны с отложениями Сибирского континента. На *Аргунско-Верхне-*

амурском массиве, в его западных районах, низы разреза (венд) представлены в основном тонкоритмичными серо- и зеленоцветными терригенными отложениями мощностью 1500 м. Алданский и низы ленского яруса образованы мощной (до 3500 м) толщей известняков и подчиненных доломитов с богатой фауной археоциат, трилобитов и водорослей; локально проявлены кремнистые породы. Разрез заканчивается терригенными флишоидными отложениями с подчиненными известняками и доломитами, отлагавшимися в отдельных прогибах, мощность их непостоянна (до 3000 м). Возраст — верхи ленского – амгинский ярусы. Известны выходы кембрия и на Буреинском массиве. Нижний кембрий, согласно залегающий на протерозое, представлен в низах толщей известняков с фауной археоциат и известняково-глинистых сланцев с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и конгломератов. Мощность 400—600 м. На Ханкайском массиве кембрийские отложения сложены терригенными и карбонатными образованиями многокилометровой толщи, содержащими археоциаты, трилобиты, водоросли нижнего и среднего отделов. Верхний кембрий представлен пестроцветными терригенными отложениями.

Ордовик. Ордовикские отложения тесно связаны с верхнекембрийскими, имеют преимущественно терригенный состав, нередко их трудно отделить.

На *Аргунско-Верхнеамурском* и *Буреинском массивах* незначительно развиты молассы ордовика.

На востоке Монголо-Охотской области ордовик практически также отсутствует. С ордовиком связывают проявления гранитоидного вулканизма, особенно широко развитого в Аргуно-Хинганской мегазоне и на Буреинском массиве. В области Сихотэ-Алиня наличие ордовика не доказано.

Силурийско-каменноугольный этап

На большей части рассматриваемой территории господствовали поднятия, как и в ордовикскую эпоху, поэтому некоторые авторы считают, что в силуре продолжались орогенные тенденции развития с формированием орогенных прогибов. Другие исследователи признают, что в силуре в Монголо-Охотской области начинаются рифтовые процессы. На начальных стадиях развития рифтовые процессы сходны с орогеническим формированием грубообломочных толщ, весьма похожих на молассы.

В Аргуно-Верхнеамурской зоне присутствие силурийских (венлок-лудловских) отложений доказано, они обычно лежат с размывом на верхнем протерозое, кембрии и ордовике.

В Джагдино-Тукурингрской мегазоне началось развитие глубоководного трога, продолжавшего расширяться в девоне. К силуру здесь отнесены конгломераты, толщи известняков

и яшм мощностью 1500 м. Верхний силур представлен терригенными отложениями с прослоями базальтоидов, туфов, яшм и седиментационных брекчий.

На западном склоне Ханкайского массива силур представлен мощной вулканогенно-осадочной толщей: в низах (600 м) залегают песчаники, алевролиты, кремнистые породы с подчиненным количеством порфиритов и их туфов; средняя толща (2300 м) в основном песчано-сланцевая, содержащая брахиоподы силура – нижнего девона. Верхи толщи (670 м) образованы порфиритами, алевролитами и различными туфогенными породами.

Девон. В это время процесс развития глубоководных прогибов с терригенно-вулканогенно-кремнистым осадконакоплением, начавшийся в силуре, продолжался, захватив западный сектор Агинско-Джагдинской мегазоны.

В Агинской зоне разрезы девона более полные; характерен вулканизм и относительно глубоководные условия осадконакопления. В Джагдино-Тукурингрской системе нижний и нижний – средний девон представлен аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, яшмами, спилитами, гематитовыми рудами. Найдены остатки псилофитов. Мощность нижнедевонской толщи 5700 м, нижне-среднедевонской до 2,5 км. Отложения среднего и верхнего девона на о-ве Бол. Шантар в этой же зоне представлены яшмами, основными вулканитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, известняками, седиментационными брекчиями. Этот разрез имеет мощность 8,5—9,5 км и охарактеризован остатками криноидей, табулят, брахиопод, растений, спорами и пыльцой.

На Аргунско-Верхнеамурском массиве накапливались терригенные и терригенно-карбонатные осадки, мощность которых достигает 4,5 км. В разрезах по довольно многочисленной шельфовой фауне выделяются местные свиты, коррелируемые с нижним, средним и верхним девоном.

На Буреинском массиве в девоне существовало мелкое море с низкими островами. В нем формировались терригенные, терригенно-карбонатные осадки и небольшие рифовые постройки. В Селемджинской системе, разделявшей вышеупомянутые Аргунско-Верхнеамурский и Буреинский массивы, на размытой поверхности докембрийско-раннепалеозойских гранитоидов формировались существенно вулканогенные толщи. Нижний и средний девон представлены чередованием порфиритов, кератофиров, полимиктовых песчаников, кремнистых алевролитов; иногда присутствуют биогермные известняки. Накопление терригенно-вулканогенных толщ продолжалось и в турне, общая мощность — 1,5—2 км.

В Приморье на периферии Ханкайского массива преобладают терригенные, континентальные осадки с растительными остатками среднего девона и вулканиты. Локально они заме-

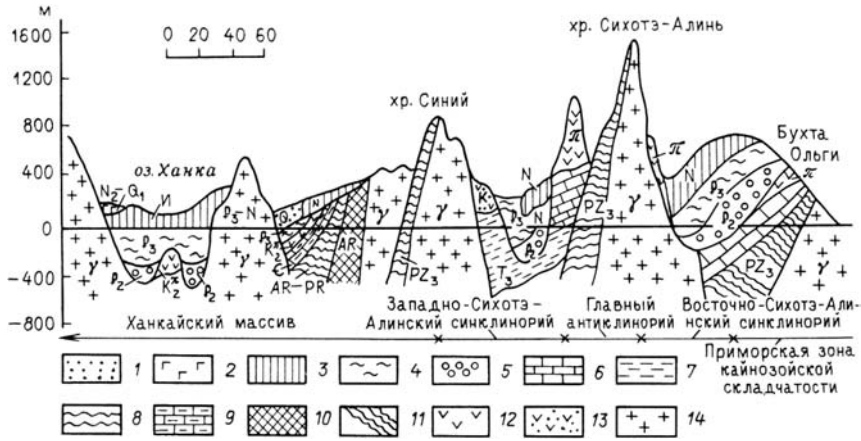


Рис. 56. Схематический геологический разрез через Южное Приморье. По *Е. Радкевич*, 1980, с изменениями:

Кайнозойские отложения (*1—5*):

1 — песчано-глинистые отложения, *2* — базальты, *3* — глины и песчано-галечные осадки неогена, *4* — песчано-глинистые осадки олигоцена, *5* — песчано-конгломератовая толща эоцена. Докайнозойские отложения (*6—14*): *6* — песчаники и сланцы верхнего мела, *7* — аргиллиты, сланцы, песчаники верхнего триаса, *8* — кремнистые сланцы верхнего палеозоя, *9* — известняки кембрия, *10* — биотитовые гнейсы, кварциты, мраморы и амфиболиты архея, *11* — метаморфические слюдистые сланцы, *12* — кварцевые порфиры, *13* — порфириты и туфы, *14* — граниты

щаются морскими отложениями, также в основном терригенными, иногда с линзами базальтов, спилитов, риолитов, их туфов, известняков. Верхний девон не известен. Возможно, что в силуре – среднем девоне Ханкайский массив представлял собой фрагмент окраинной вулкано-плутонической зоны. В Прибрежной зоне отмечается развитие карбонатно-кремнистых пород с радиоляриями и водорослями девона (рис. 56).

Карбон. Распределение и литологический состав нижнекаменноугольных осадков подчиняются закономерностям, определившимся в девоне. На северо-восточной периферии Джагдино-Тукурингрской системы появляются континентальные отложения с нижнекаменноугольной флорой, переслаивающиеся с морскими кремнистыми и вулканогенными породами. В осевой части Джагдино-Тукурингрской системы описаны значительно более полные разрезы всех отделов карбона, суммарные мощности которых достигают 10 км. Нижний и средний карбон представлен песчано-сланцевыми толщами, а также олистостромами с глыбами известняков, содержащих докаменноугольную фауну; общая мощность до 8850 м.

Заметим, что гигантские мощности силурийских, девонских и каменноугольных отложений вряд ли можно суммировать, определяя глубину погружения: зоны максимальных мощностей осадков, по-видимому, смещались.

На западном фланге *Агинско-Джагдинской мегазоны* каменноугольные отложения также наследуют девонские прогибы, максимумы осадконакопления также смещались. В *Даурской зоне* осадки накапливались в течение всего карбона; в осевой части глубоководного трога нижний карбон (турне – визе) представлен кремнисто-глинистыми породами, яшмоидами, основными и средними вулканитами. Мощность до 1500 м.

В *Агинской, Борщовочной* и *Верхнеагинской зонах* присутствуют раннекаменноугольные отложения глубоководных трогов, в Восточно-Агинской зоне они представлены полимиктовыми песчаниками, глинисто-кремнистыми и алевролитовыми сланцами, андезитами, андезито-базальтами, оливиновыми базальтами, яшмами; присутствуют тела биогермных известняков с остатками визейских фораминифер, криноидей, мшанок, брахиопод, трилобитов. Мощность около 3 км. В то же время на периферии вышеуказанных зон сформировались менее мощные (до 800—900 м), мелководные осадки нижнего карбона, имевшие терригенно-вулканогенный, терригенно-карбонатный состав. В конце раннего карбона в указанных зонах произошла перестройка: на северной окраине вдоль Монголо-Охотского глубинного разлома на протерозойско-кембрийских осадочных комплексах и гранитах заложились небольшие прогибы, в которых накапливались ритмично построенные мелководные терригенные осадки. Мощность от 1,2 до 3 км; верхняя возрастная граница — от башкирского яруса до нижней перми включительно.

На *Аргунско-Верхнеамурском массиве*, как и в других районах, в начале карбона существенной перестройки не происходило. Каменноугольные отложения согласно ложатся на девонские и представлены мелководными терригенными породами, переслаивающимися с известняками, часто органогенными, содержащими остатки криноидей, мшанок, брахиопод.

На *Буреинском массиве* в позднекаменноугольное время проявился очень интенсивный гранитный магматизм, сопровождавшийся поднятиями. Каменноугольные отложения сохранились лишь на его периферии.

На *Ханкайском массиве* карбон не известен, но зато выходы карбона довольно широко распространены как в Западной, так и в Восточной Сихотэ-Алинской зонах Приморской мегазоны. В *Западно-Сихотэ-Алинской зоне* карбон представлен тремя отделами и имеет мощность до 4 км; сложен песчаниками, алевролитами, глинистыми, кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами, базальтоидами. В них выделяются до шести комплексов фораминифер.

В Восточно-Сихотэ-Алинской зоне, как предполагается, развиты примерно аналогичные толщи, вулканиты приурочены в основном к нижнему карбону.

В *Прибрежной зоне* развиты в основном водорослевые,

фораминиферовые известняки сравнительно небольшой мощности (от десятков до сотен метров).

В целом структура *Приморской мегазоны* в карбоне характеризуется тектоническим режимом сложно построенной пассивной континентальной окраины.

Пермский этап

В пермское время в тектоническом развитии региона наступила коллизионная стадия: Сибирский континент сблизился с континентальными блоками *Аргуно-Хинганской зоны*, которые к этому времени, возможно, сгруппировались также в подобие единого континента. Коллизия, видимо, была связана с развитием зоны субдукции. В пермское время южная окраина Сибирского континента — в пределах Селенгино-Яблоновой зоны и Станового хребта характеризовалась формированием субщелочного вулкано-плутонического пояса; зона субдукции, по-видимому, переместилась под эту окраину. Восток-северо-восточным продолжением этой зоны служила, вероятно, позднепалеозойско-раннемезозойская островная дуга. Противолежащая Сибирскому континенту окраина Аргуно-Хинганской системы блоков была, судя по характеру осадков, пассивной.

В восточной части Джагдинской зоны пермские отложения выделены условно на правобережье р. Уды; здесь развиты песчаники, конгломераты, алевролиты мощностью 650 м с остатками флоры пермского облика.

На окраине Буреинского массива верхнепермские отложения, представленные морской молассой (чередование песчаников, конгломератов, алевролитов с прослоями известняков мощностью до 1500 м), залегают на нижележащих отложениях со значительным перерывом. В Ханкайской зоне и прилегающей с востока части Восточно-Сихотэ-Алинской зоны значительная часть пермских отложений представлена континентальными вулканогенными и терригенными отложениями с флорой.

Наиболее сложную картину представляло собой пермское осадконакопление в Прибрежной (Приморской) мегазоне. Пермские отложения Приморья относились к Тетической области; фаунистические комплексы отличаются присутствием фузулинид, мшанок, колониальных кораллов, водорослей; развиты рифогенные постройки. Стратиграфия морских пермских отложений основана преимущественно на изучении фузулинид. Граница перми и карбона согласная, проводится по появлению *Schwagerina sphaerica gigas, Acervoschwagerina indolasa*.

Развитые на границе Ханкайской и Восточно-Сихотэ-Алинской зоны мощные (до 4000 м) толщи эффузивов среднего и кислого состава и связанные с ними континентальные и мелководные песчаники, алевролиты, с остатками флоры и пластами

каменного угля, рифовые массивы принадлежат вулкано-плутоническому поясу над зоной субдукции, возникшему в начале перми на границе континентальной и океанической коры. Восточнее пояса в условиях континентального склона формировалась мощная (более 3000 м) толща песчаников, алевролитов, кремнистых пород; возникали олистостромы. В Прибрежной зоне, как и в каменноугольное время, происходило преимущественно накопление известняков, мощностью до 500 м, реже кремнистых пород, спилитов.

До сих пор нами ничего не упоминалось о палеозойских породах, развитых на Сахалине. Здесь отмечаются находки предположительно силурийской, девонской и каменноугольной фауны в оползневых глыбах известняков среди мезозойских отложений, но надежно установлен лишь возраст глыб, сложенных пермскими известняками с фораминиферами, губками, палеоаплизинами, жившими в условиях, переходных от Тетической к Бореальной области. Реже отмечаются туфы, лавы, кремни. Разрезы средне-верхнепалеозойских пород на о. Сахалин не обнаружены, возможно, они погребены под молодыми осадками. Можно предположить, что они слагают небольшие палеозойские террейны.

Триасовый этап

Рассматриваемый регион в раннем мезозое также характеризуется преобладанием поднятий. Буреинский и Ханкайский массивы по-прежнему испытывали преимущественное воздымание. Сихотэ-Алинская система в раннем мезозое в связи с общей инверсией почти целиком вышла из-под уровня моря.

Для раннемезозойского этапа характерны черты, общие с концом предыдущего этапа, такие, как геократический режим развития, близкий к позднепермской эпохе план распределения бассейнов осадконакопления и др. Тектонические движения, сопровождавшиеся регрессией моря в конце раннего и среднем триасе были более интенсивными и продолжительными на юге Дальнего Востока СССР, чем на севере. В отличие от следующего, среднемезозойского, этапа, когда значительно возросла дифференцированность тектонических движений, приведшая к большому разнообразию условий накопления осадков, триасовому этапу свойственны снивелированность обстановок аккумуляции осадков, близкий гранулометрический состав. Вместе с тем, триасовый этап можно рассматривать как начальный в новом мезозойском цикле тектогенеза, завершившемся формированием складчатых структур мезозоид.

На Дальнем Востоке отложения среднего и нижнего триаса представлены терригенными толщами сравнительно небольшой мощности. Сихотэ-Алинская зона отличается накоплением мощных терригенно-кремнисто-вулканогенных верхнетриасовых толщ.

Верхнетриасовые отложения занимают в пределах рассматриваемой территории огромные площади и представлены в основном терригенными, отчасти вулканогенно-терригенными морскими образованиями большой мощности (до 20 км). Наземные — осадочные и вулканогенные породы играют резко подчиненную роль.

В позднетриасовую эпоху в пределах Дальневосточного региона существовало в основном два типа бассейнов седиментации: геосинклинальные — *Нижнеамурский, Сихотэ-Алинский, Джагдинский* — и пригеосинклинальные, располагавшиеся на окраинах жестких структур вдоль геосинклинальных трогов — *Торомский, Удский, Буреинский, Южно-Приморский*. В первом типе в условиях относительно глубокого моря, бедного органической жизнью, при устойчивых прогибаниях накапливались кремнисто-вулканогенные и терригенные, флишевого и флишоидного типов, осадки большой мощности; во втором типе бассейнов — в эпиконтинентальных морских бассейнах — с обильным бентосом отлагался разнообразный терригенный материал, обычно включающий продукты наземного вулканизма.

Юрско-меловой этап

Конец триаса и начало юры в Дальневосточном регионе характеризуется общим поднятием территории. Морское осадконакопление, видимо, продолжалось в это время лишь в узких вулканических трогах, приуроченных к крупным разрывам.

Начало юры характеризуется оживлением вулканической деятельности. В геосинклинальных бассейнах сложилась обстановка умеренного глубокого моря, где формировались мощные флишоидные толщи.

На границе юры и мела произошли общие поднятия региона, главным образом в краевых частях седиментационных бассейнов — в Удской зоне на юге Сихотэ-Алиня.

Отложения юры занимают значительные площади и представлены морскими, прибрежно-морскими и континентальными образованиями, преимущественно терригенного, отчасти вулканогенно-терригенного состава. Главнейшие площади их распространения — *Верхнеамурский, Буреинский, Джагдинский прогибы* и *впадины Даурской зоны*, где возродились глубокие прогибы с мощной седиментацией.

В пределах описываемой территории выделяются два типа морского осадконакопления. Первый тип — геосинклинальный — отмечается в Джагдинском прогибе, где с позднего триаса накапливались мощные толщи аспидной (песчано-глинисто-вулканогенной) формации. Второй тип отличается составом осадков и относится к морской сероцветной (песчано-алевролитовой)

формации. Это отложения мелководных бассейнов с обильной бентосной биотой и наличием неоднократных перерывов. Отложения второго типа накапливались в эпиконтинентальных бассейнах, заложенных на жестком гетерогенном основании (Верхнеамурский и Буреинский прогибы).

Средне-позднеюрская стадия развития рассматриваемого региона является закономерным продолжением эпохи мезозойской активизации разнообразных (гетерогенных) структур южного обрамления Сибирской платформы и палеозоид Монголо-Охотской складчатой области. Ведущий тип тектогенеза этой стадии — формирование обширных сводных поднятий — Станового и Даурского, наложенных на разновозрастные докембрийские и палеозойские структуры. Исключение составляют Верхнеамурская и Джагдинская зоны, где сохранились морские прогибы, заполненные флишем и молассами. Эти прогибы сопряжены с Сихотэ-Алинской геосинклиналью.

В меловое время на территории Буреинского и Ханкайского массивов проявились сводово-глыбовые и блоковые воздымания.

В западной части Дальневосточного региона в течение позднего мезозойского этапа продолжали развиваться краевые и остаточные прогибы и впадины, заполнявшиеся молассами. В восточной части региона в это время развивались главным образом флишоидные и флишевые формации, переходящие в конце раннего и в позднем мелу в молассы, которые характеризуют завершающий этап формирования мезозоид.

Широкое распространение в регионе имеют меловые вулканогенные образования, связанные в основном с разломами, расположенные по границам разновозрастных структур, в том числе по границе материка (Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс).

Кайнозойский этап

Осадочные и вулканогенные образования раннего палеогена (даний – палеоцен), весьма ограниченные по площади. Это угленосные свиты и подстилающие их песчано-галечниковые отложения.

Ханкайский массив на протяжении почти всего палеогена, за исключением позднего олигоцена, представлял собой денудационную равнину, где существовали условия, благоприятные для образования каолиновых кор выветривания.

В пределах Сахалинской зоны палеоцен известен лишь в Западном Сахалине, распространяясь на всем его протяжении и достигая мощности 1200 м. Представлен он угленосными отложениями. В отличие от дания – палеоцена эоценовые отложения в пределах региона распространены достаточно широко. Представлены они угленосными отложениями и синхронными

им вулканитами в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

В континентальном разрезе палеогена наиболее широко распространен олигоцен. Олигоценовые отложения хорошо коррелируются по литологическим разностям и представлены толщами тонкообломочных алевролито-глинистых и глинисто-туффитовых пород, представляющих фации обширных озер, реже озерно-болотные и локально — фации опресненных лагун.

В позднем кайнозое происходит «сочленение» Дальне- и Северо-Восточного регионов, образовавших северо-восточную часть современного Азиатского континента.

Неоген представлен терригенными осадками, иногда с существенной примесью тонкого пирокластического материала, образованиями и подчиненными им вулканитами. Последние резко ограничены по площади, приурочены к двум стратиграфическим уровням (нижний – средний миоцен, конец плиоцена) и повсеместно характеризуются андезито-базальтовым составом. Для данной территории характерны значительная угленосность нижней части миоцена, насыщенность среднего и верхнего миоцена тонким туфогенным материалом и грубообломочный состав плиоцена.

На рубеже позднего плиоцена и раннего плейстоцена наметились основные черты современного рельефа. Именно на этом рубеже активизировались тектонические движения, проявившиеся преимущественно в форме поднятий. Крупные депрессии, подобные Ханкайской в Приморье, продолжали развиваться унаследованно с плиоцена, поэтому в них сформировалась единая толща плиоцен-четвертичных отложений.

Раннечетвертичная речная сеть существенно отличалась по своему рисунку от современной. В раннем плейстоцене еще не существовала в современном виде долина р. Амур. Верхний отрезок рек Амур и Зея с притоками образовывали в это время самостоятельный бассейн, сток которого осуществлялся на юг в Желтое море.

Полезные ископаемые

Металлогенические особенности позднепротерозойского – раннепалеозойского этапа расшифрованы не полностью. Значение его определяется стратиформным *свинцово-цинковым* и *медным оруденением*, *олово-* и *железорудными месторождениями* Ханкайского и Буреинского массивов и др.

Вулканогенно-осадочные магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты в карбонатно-терригенных отложениях верхнего протерозоя – нижнего кембрия известны в Ханкайском и Буреинском массивах, где они образуют соответственно Уссурийский и Малохинганский железорудные районы.

Марганцевые руды Буреинского и Ханкайского массивов вхо-

дят в состав рудоносных свит соответственно Хинганского и Кабаргинского терригенно-карбонатных комплексов. На Буреинском массиве оконтурены Южно-Хинганское, Биджанское, Теплоозерское месторождения.

Графитовые месторождения и проявления наиболее многочисленны на территории Буреинского массива, главным образом в Малохинганском районе.

Наиболее крупные *фосфоритовые проявления* — Удско-Селемджинский фосфоритоносный бассейн.

Железные руды известны в Удско-Шантарском районе (Курумское, Итматинское и др.).

Эндогенная минерализация позднепалеозойского возраста представлена широким спектром проявлений *черных*, *цветных*, *редких* и *благородных металлов*. Однако практический интерес в настоящее время представляет только *золотоносность* Амуро-Охотской геосинклинально-складчатой системы.

Марганцевые руды в бассейне р. Анюй Сихотэ-Алинской складчатой системы приурочены к вулканогенно-терригенно-кремнистым комплексам юрского возраста.

Накопление мезозойских угленосных формаций происходило в Дальневосточном регионе по восточным окраинам Ханкайского и Буреинского массивов.

Для экзогенных полезных ископаемых поздний мезозой является крупнейшей эпохой *угленакопления* на Востоке СССР.

Процессы угленакопления в Дальневосточном регионе протекали на Ханкайском и Буреинском массивах. Углесодержащей толщей являются осадки готерив-альбского возраста мощностью до 1200 м (Раздольненский угольный бассейн).

Ранний кайнозой знаменует собой финальную металлогению мезозоид Востока СССР, обязанную завершению орогенного развития континентальных геосинклинально-складчатых систем и тектоно-магматической активизации древних сооружений.

В Дальневосточном регионе образуются *оловянное* и *олово-полиметаллическое оруденение*, а в палеоцене начинает формироваться *золото-серебряное оруденение* Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. В пределах континентальной части территории данный этап выделяется как крупнейшая в СССР эпоха сурьмяно-ртутного оруденения. Угленакопление продолжалось на территории Ханкайского и на востоке Буреинского массивов. Продолжает формироваться Сахалинский угольный бассейн.

К неогеновым отложениям приурочены залежи нефти и газа на о. Сахалин, а также большинство из известных месторождений Тихоокеанского пояса (Аляска, Япония, Индонезия и т. д.).

На протяжении плейстоцена и в голоцене образовались многочисленные месторождения *строительных материалов*, *горючих ископаемых*, *россыпей* и т. д. С нижнечетвертичными аллюви-

альными отложениями в низовьях Амура связано месторождение бурых железняков.

На юге территории (Дальний Восток) золотоносность носит узловой характер (россыпи Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем).

В Южном Приморье россыпная *оловоносность* известна в пределах Ханкайского массива и в Сихотэ-Алинской складчатой системе.

Общим элементом в металлоносных ассоциациях Притихоокеанских кайнозоид и островных дуг является ртуть. Неогеновые ртутные и сурьмяно-ртутные проявления прослеживаются от мыса Анивы на Южном Сахалине до Анадырского залива на Чукотке на расстояние более 1500 км, образуя Притихоокеанский ртутный пояс.

Вопросы для самопроверки

1. Покажите не геологической карте СССР основные структурные элементы Дальнего Востока.
2. Какие основные этапы можно выделить в истории геологического развития региона?
3. Отличительная особенность развития региона в мезозое и кайнозое.
4. Полезные ископаемые региона.

Глава IX

КРАЕВЫЕ МОРЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Чукотское море. Границы его со смежными морями условны. На севере граница моря совпадает с бровкой континентального склона, а на юге — с зоной распространения складчатых структур Чукотского полуострова (рис. 57).

В структурном отношении северная часть акватории Чукотского моря относится к Восточно-Сибирской, а восточная — к Бофортско-Чукотской окраинно-материковым плитам. Южная часть моря обособляется в *Южно-Чукотский прогиб*. Эти тектонические подразделения различаются возрастом и составом фундамента, а также объемом и строением осадочных накоплений. Южно-Чукотский прогиб слагают породы, объединенные в несколько горизонтов (сверху вниз): паралические терригенные отложения неоген-четвертичного возраста, континентальные угленосные отложения мелового возраста, молассовые отложения и вулканогенные образования альб-сеноманского возраста.

Восточно-Сибирская (Гиперборейская) окраинно-материковая плита охватывает северную часть акватории Чукотского моря. Возраст складчатого фундамента этой плиты не определен. Платформенный чехол плиты образован вулканогенно-осадочным

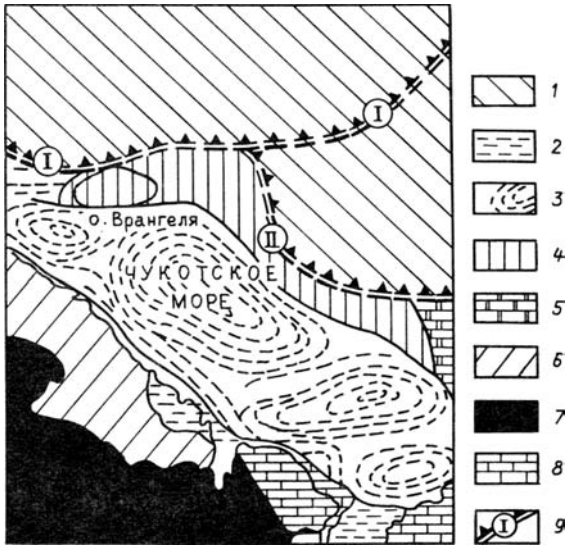


Рис. 57. Структурно-тектоническое районирование Чукотского моря и его обрамления. По *Я.И. Полькину*, 1984:

1 — окраинно-материковые плиты; *2* — периферийные тектонические депрессии; *3* — унаследованные прогибы; *4* — реликтовые орогены, сложенные мезозойскими складчатыми комплексами; *5* — выступы, сложенные параплатформенными комплексами; *6* — складчатый комплекс мезозоид Северо-Востока СССР; *7* — вулканогенный комплекс Охотско-Чукотского пояса; *8* — нерасчлененный комплекс срединного массива; *9* — флексурно-разломные ограничения окраинно-материковых плит (I — Восточно-Сибирской, II — Бофортско-Чукотской)

комплексом пород фанерозойского возраста общей мощностью более 6 км. В составе чехла по аналогии с Бофортско-Чукотской плитой выделяют морские и континентальные терригенные формации мелового – четвертичного возраста. Относительно строения нижних горизонтов платформенного чехла плиты данных нет. Все породы чехла этой плиты нарушены многочисленными разломами с образованием приразломных антиклинальных и синклинальных складок, вытянутых в субширотном направлении.

Берингово море. Находится в области сочленения трех подвижных поясов — Арктического, Западно- и Восточно-Тихоокеанских (рис. 58). Обрамлением моря на западе являются киммерийские сооружения Чукотки, а на востоке и севере — Кордильеры Аляски совместно с находящимися в их пределах древними массивами *Чукотским* и *Анадырь-Сьюардским* (Аляска, США). На юге море ограничено дугой Алеутских островов. Рельеф дна необычен: около половины общей площади приходится на шельф, имеющий ширину более 720 км. Шельф соответствует плите Дежнева — разбитой и опущенной платформе с типично континентальной корой, некогда составлявшей одно целое с погребенной и переработанной Чукотской плитой.

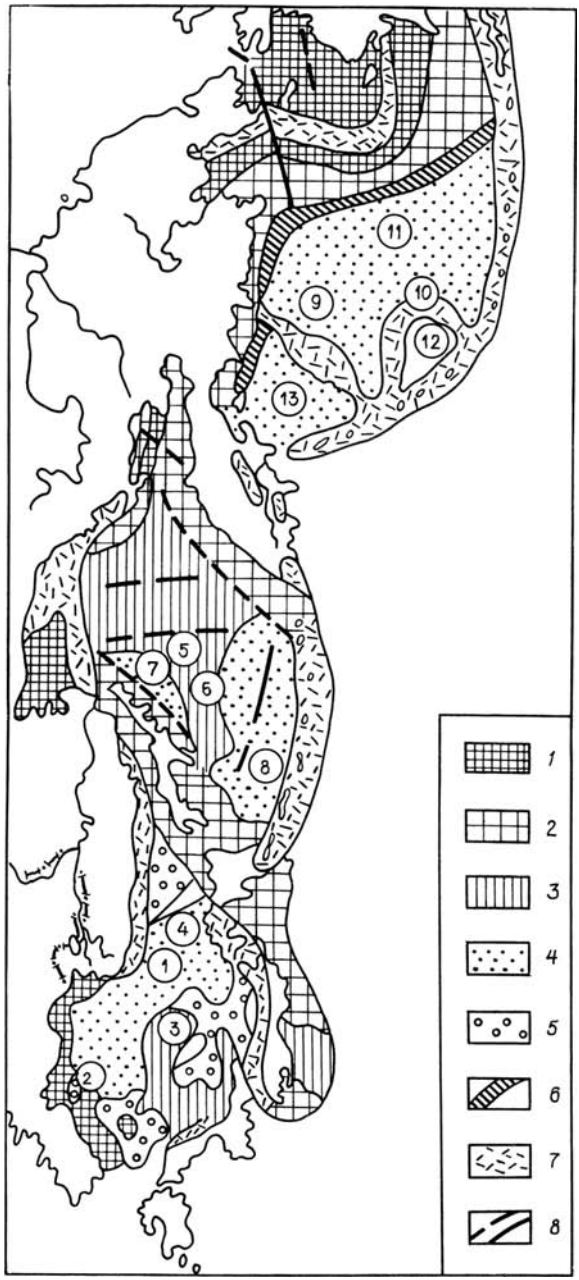


Рис. 58. Схема тектоники краевых морей северо-запада Тихого океана. По Ю.М. Пущаровскому, 1976:

1 — кора континентального типа; 2 — недоразвитая континентальная кора; 3 — кора субконтинентального типа; 4 — кора субокеанического типа; 5 — зоны постепенного утонения гранитно-метаморфического слоя; 6 — зоны резкого утонения; 7 — вулканические пояса и вулканические дуги; 8 — разломы. Цифры в кружках: 1 — Центральная котловина Японского моря, 2 — поднятие Криштофовича, 3 — поднятие Ямато, 4 — поднятие Витязя, 5 — Центральноохотское поднятие, 7 — впадина Дерюгина, 8 — Южноохотская котловина, 9 — поднятие Ширшова, 10 — поднятие Бауэрса, 11 — Алеутская котловина, 12 — котловина Бауэра, 13 — Командорская котловина

На островах над плитой Дежнева обнажаются те же породы, что и в континентальном обрамлении. Формирование современной береговой линии Берингова моря в целом произошло, по-видимому, в конце плиоцена.

Охотское море (см. рис. 58), подобно Берингову, окружено горными сооружениями, в области которых принимают участие блоки древних массивов, киммерийские и альпийские складчато-метаморфические и вулканогенные комплексы (современная Курильская островная дуга). Рельеф дна между собственно мелководным шельфом и Курильской глубоководной котловиной представляет собой систему поднятий и впадин с сильно меняющимися глубинами. Северная часть моря мелководна, южная и юго-западная имеют две впадины с глубинами 1744 м и 3374 м. В центральной части моря находится *Центральноохотское поднятие*, лежащее на продолжении палеозойских массивов Сахалина и внутренней зоны Камчатки. *Курило-Камчатский подвижный пояс* отделен от массива с юга и северо-востока Южноохотской котловиной.

Эпимезозойская Охотоморская плита вместе с краевыми прогибами окаймлена мио- и эвгеосинклинальной зонами кайнозойской геосинклинали. Миогеосинклинальная зона включает осадочные образования восточного Сахалина и западной Камчатки, эвгеосинклинальная — вулканогенно-осадочные образования юго-западного Сахалина, Курильских островов и Восточной Камчатки. Материковый склон Охотского моря крутой (до 20°), разбит разрывами и опускается в Южноохотскую котловину — рифтовую структуру с субокеанической корой.

Японское море. Наиболее погруженные участки дна Японского моря имеют океаническое строение. В центральной части моря расположена возвышенность Ямато, сложенная подводными выходами гранитов. На западе море обрамлено докембрийской континентальной корой Корейского п-ова и Ханкайского массива. Между блоками докембрийской коры находятся блоки верхнепалеозойской континентальной коры, развитые по обе стороны Японского моря. Здесь развиты фрагменты мезозойско-кайнозойской континентальной коры окраинного вулканического пояса Сихотэ-Алиня, Сахалина, корейского и японского отрезков краевого вулканического пояса позднесенонско-палеогенового возраста. В зоне Татарского пролива мощность земной коры до 30 км, мезозойских и кайнозойских отложений, лежащих на палеозое или докембрии, около 10 км. Современные контуры Японского моря определились в конце неогенового периода.

Шельф и материковый склон Приморского края СССР прорезан многочисленными каньонами, со стенок которых драгированием подняты аргиллиты и диатомиты неогена. Районы заливов Петра Великого, Амурского и Уссурийского являются областью послеледниковой трансгрессии, где во многих местах

обнаружены реликтовые аллювиальные отложения, содержащие россыпи рудных минералов.

Современные осадки Японского моря представлены песками и грубообломочными образованиями в зоне литорали и подводного берегового склона, алевритовыми илами на шельфе и материковом склоне и пелитовыми илами в глубоководной части. В северной части моря от о. Сахалин до возвышенности Ямато обнаружены слабокремнистые диатомовые илы (диатомо-терригенные). В осадках Японского моря встречаются многочисленные прослои пеплового материала, состоящие из кислого стекла риолитового типа.

Полезные ископаемые

Вдоль берегов Японского, Охотского, Берингова, Чукотского морей и в прибрежной зоне мелководья широко распространены россыпи золота, касситерита. Почти во всех случаях они заключены в погребенных аллювиальных отложениях.

На акватории Берингова и Охотского и южной части Японского морей выделяется целый ряд *нефтегазоносных бассейнов*, приуроченных к прогибам и впадинам.

Глава X

КРАЕВЫЕ МОРЯ АРКТИЧЕСКОГО ПОЯСА

В пределах Арктического пояса описаны следующие окраинные моря: Белое, Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское.

Белое море. Среди окраинных морей Северного Ледовитого океана, не связанных в геологической истории с Арктическим подвижным поясом, в пределах СССР находится Белое море, приуроченное к впадине платформенного типа на Балтийском щите. По продольной оси Белого моря протягивается рифейский Беломорский авлакоген Русской платформы, рассеченный поперечными разломами на отдельные звенья, сдвинутые по отношению друг к другу. Грабен характеризуется некоторым утолщением коры, наличием щелочных базальтов и даек долеритов раннего венда. Он выполнен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно позднепротерозойского возраста, мощность его достигает 2 км. На основании приведенных особенностей строения этот грабен рассматривается в качестве древнего аналога современных рифтов, возникшего в пределах сводового поднятия на северо-востоке Балтийского щита и в краевой части Русской плиты.

Баренцево море. В пределах этого бассейна (рис. 59) осадочная толща залегает на байкальско-каледонском фундаменте, который включает изолированные древние глыбы срединных массивов. На поднятиях, разделяющих впадины, мощность чехла сокращается до 2—5 км. Стратиграфический диапазон чехла неоднозначен и изменяется от рифея – кайнозоя в западной и юго-восточной краевых частях Баренцева моря до карбона –

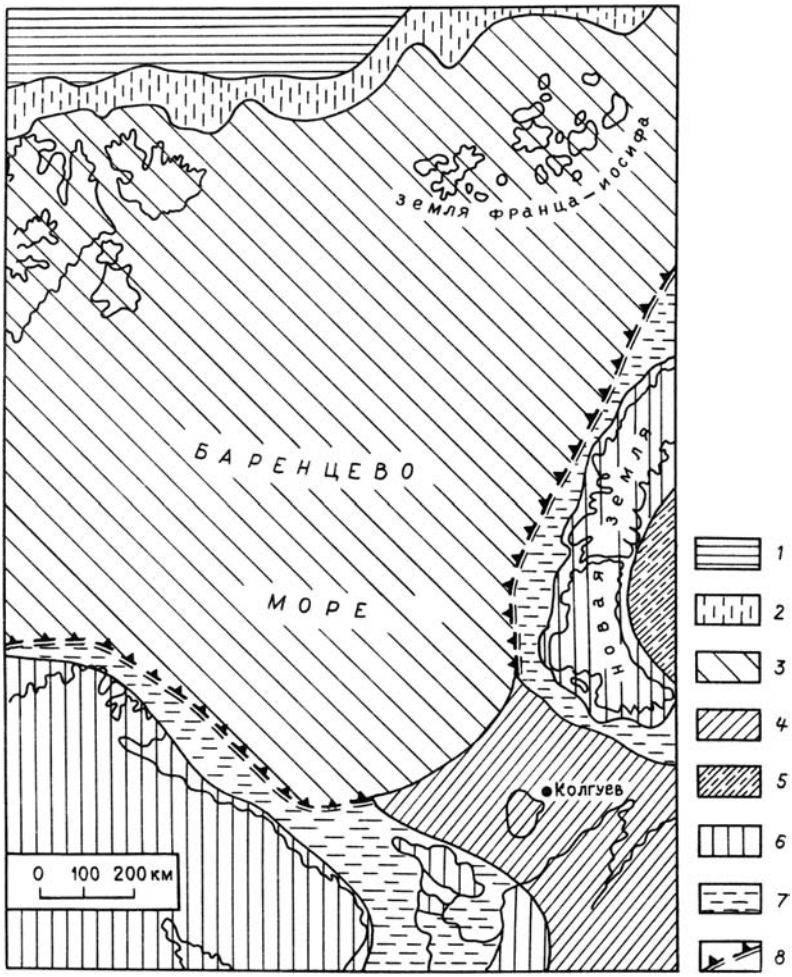


Рис. 59. Структурно-тектоническое районирование Баренцева моря и его обрамления. По *М.Л. Верба,* 1984:

1 — абиссальная котловина; *2* — материковый склон; *3* — окраинно-материковая Баренцево-Карская плита; *4* — Печорская синеклиза; *5* — Южно-Карская котловина; *6* — тектонические комплексы орогенного обрамления; *7* — склон орогенов под водой и мезозойско-кайнозойскими осадками; *8* — пограничная флексурно-разломная зона

кайнозоя в центральной и северо-западной. В составе чехла принимают участие преимущественно платформенные типы формаций: терригенная, карбонатная и базальтовая ранне-среднепалеозойского возраста; карбонатная, красноцветная и эвапоритовая каменноугольно-пермского возраста; терригенная, частично угленосная и трапповая (триас-раннемелового возраста); паралическая угленосная палеоцен-эоценового возраста.

Карское море. В юго-западной части Карского моря (рис. 60) расположено северное окончание Западно-Сибирской плиты, где мезозойско-кайнозойская толща залегает на разновозрастном складчатом основании. На востоке Карское море ограничено Таймырским полуостровом и архипелагом Северная Земля.

В геологическом отношении акватория Карского моря представляет собой область накопления современных осадков, входящих в состав плиоцен-четвертичных покровных отложений. Пос-

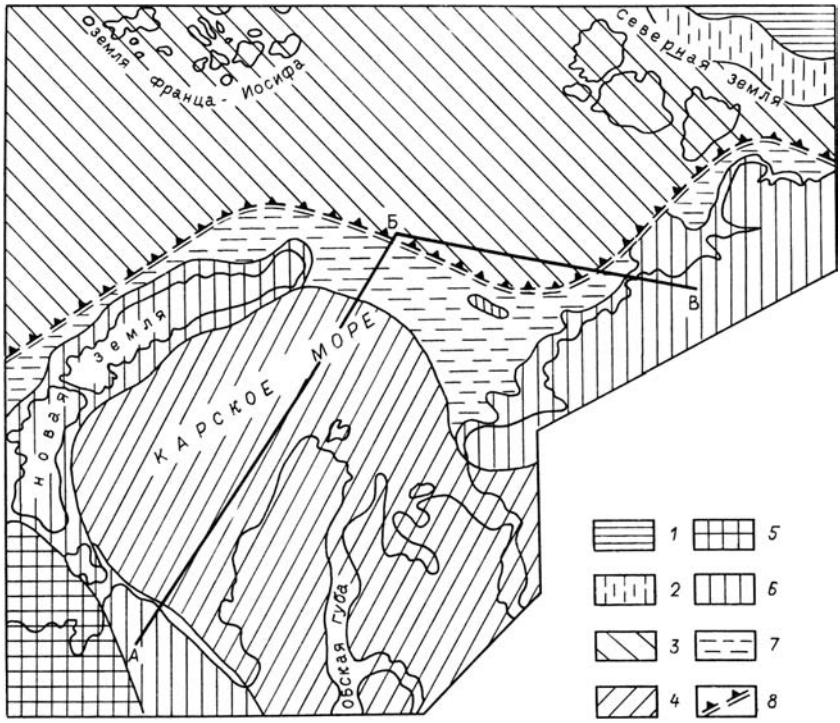


Рис. 60. Структурно-тектоническое районирование Карского и северной части Баренцева морей, их обрамления. По *Ю.Н. Куликову*, 1984:

1 — абиссальная котловина; *2* — материковый склон; *3* — окраинно-материковая Баренцево-Ларская плита; *4* — Южно-Карская котловина; *5* — Печорская плита; *6* — тектонические комплексы орогенного обрамления; *7* — склоны и продолжения орогенов под водой и мезозойско-кайнозойскими осадками; *8* — пограничная флексурно-разломная зона

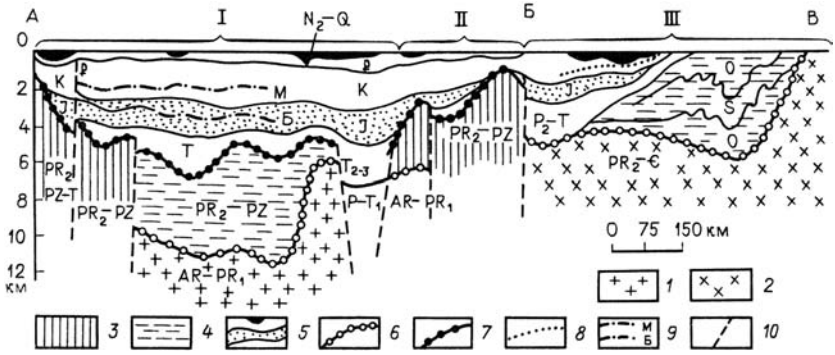


Рис. 61. Геолого-геофизический разрез Карского моря по линии А—Б—В. По *Ю.Н. Куликову*:

1—3 — складчатое основание: *1* — архейско-карельский комплекс, *2* — байкальский комплекс, *3* — позднепротерозойско-палеозойский комплекс; *4* — параплатформенный промежуточный комплекс; *5* — осадочный комплекс в платформенном залегании; *6—8* — кромки магнитоактивных тел (магнитоактивные горизонты); *6* — опорный горизонт II, *7* — опорный горизонт I (кровля докембрия – палеозоя), *8* — опорный горизонт 0 (меловые платобазальты); *9* — опорные сейсмические отражающие горизонты; *10* — разрывные нарушения

Структуры: I — Южно-Карская котловина Западно-Сибирской плиты; II — Северо-Сибирский порог; III — Северо-Карская котловина Баренцево-Карской плиты

ледние единым плащом перекрывают толщи мезозойских и палеогеновых отложений (рис. 61).

Обрамляющие шельф поднятия Таймыра, Новой Земли и Северной Земли представляют собой эпиплатформенные орогены, в которых обнажено складчатое основание и лишь местами сохранились реликты осадочного чехла. Архипелаг Северная Земля в структурном отношении представляет собой выступ позднебайкальских складчатых комплексов, сложенных преимущественно флишоидными формациями рифея – кембрия и более молодых отложений палеозоя.

Новоземельская ветвь Урало-Новоземельской складчатой системы — эпиплатформенный ороген, в котором палеозойские отложения платформенного типа переработаны раннекиммерийской складчатостью.

В пределах акватории Карского моря сочленяются две крупнейшие геоструктуры севера Евразии — Баренцево-Карская и Западно-Сибирская плиты, которые разделяет зона огромных седловин погребенного поднятия фундамента, получившая название Северо-Сибирского порога. Он характеризуется редуцированным осадочным чехлом, мощность которого на гребне достигает всего 1 км и менее (против 7 км и более на смежных участках плит). В его пределах развит ряд крупных положительных и отрицательных структур.

Море Лаптевых. Акватория моря Лаптевых (рис. 62) определяется как окраинно-материковая плита. Она как бы замыкает Евразийский океанический суббассейн, причем ее неотекто-

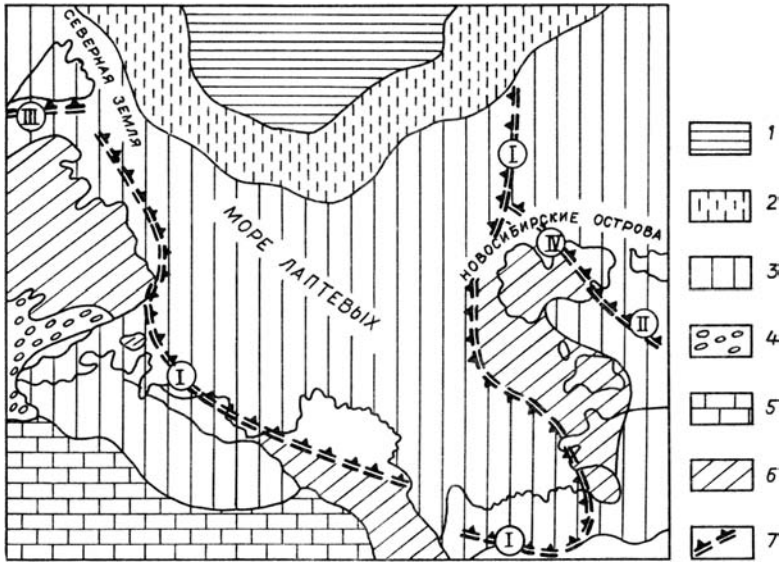


Рис. 62. Структурно-тектоническое районирование моря Лаптевых и его обрамления. По В.А. Виноградову, 1984:

1 — абиссальная котловина; *2* — материковый склон; *3* — окраинно-материковые плиты; *4* — внутриматериковый Енисей-Хатангский прогиб; *5* — Сибирская платформа; *6* — тектонические комплексы орогенного обрамления; *7* — флексурно-разломные ограничения окраинно-материковых плит: I — Лаптевской, II — Восточно-Сибирской, III — Баренцево-Карской, IV — Новосибирских островов

нические активные грабенообразные поднятия и прогибы оказываются сопряженными с наиболее подвижными зонами океана. Так, прибортовые прогибы представляют собой прямое продолжение разломных зон западного и восточного обрамления океанической плиты в пределах котловин Нансена и Амундсена. Рифтогенный желоб в центре моря Лаптевых также находится на простирании рифтовой зоны среднеокеанического хр. Гаккеля, но непосредственное их сопряжение не так прямолинейно и, очевидно, затушевано структурами материкового склона.

Береговая зона моря Лаптевых контролируется геологическими структурами разного возраста и генезиса. На западе она проходит у подножия сводово-блоковых поднятий Таймыро-Североземельской складчатой системы (см. выше гл. 2 раздел Сибирская платформа).

На юге обрамлением моря Лаптевых является пояс мезозоид, простирающийся к востоку от дельты р. Лены. Со стороны Сибирской платформы к морю Лаптевых обращены структуры Хатангско-Пясинского и Лено-Анабарского прогибов, выполненные терригенными мезозойскими толщами.

Восточное ограничение моря Лаптевых составляют сводово-

блоковые кряжи и поднятия, сложенные терригенными и карбонатными складчатыми комплексами киммерийского возраста. На восточном побережье Янского залива присутствуют гранитные интрузии. Северным продолжением цепи поднятий являются острова западной части Новосибирского архипелага. И вся эта цепь оказывается на продолжении хр. Ломоносова, поэтому она выделилась так же, как зона проявлений новейшей блоковой тектоники.

На севере граница моря Лаптевых с океанической впадиной проводится условно по внешнему краю материкового склона. Ложе моря Лаптевых повсеместно выстилают кайнозойские отложения, которые непосредственно лежат на складчатом основании бассейна. Сводный разрез чехла Лаптевской плиты состоит из четырех стратиграфических комплексов (сверху вниз): верхнемелового – кайнозойского, представленного в основном каолиновыми и гидрослюдистыми глинами с пластами бурого угля, песками, галечниками и др.; верхнепалеозойско-нижнемелового, представленного морскими паралическими и континентальными толщами, состоящими из песчаников, алевролитов, аргиллитов, каменных углей; вендско-среднепалеозойского, представляющего собой переработанный чехол Сибирской платформы, в составе которого морские и лагунные глинисто-карбонатные и галогенные отложения с широким развитием битуминозных пород доманиковой фации; рифейского, сложенного терригенно-карбонатными породами.

Восточно-Сибирское море (рис. 63) отделено от моря Лаптевых сводово-блоковым поднятием, на границе с Чукотским морем располагается о. Врангеля. Севернее о. Врангеля граница морей проводится условно, и Восточно-Сибирское и Чукотское моря структурно не разделены. В основании чехла залегают обломки древней платформы, разобщенные складчато-геосинклинальными комплексами герцинид и киммерид Аляски и Чукотки. На отдельных участках Восточно-Сибирского блока в области шельфа, там, где мощность чехла максимальна, установлено отсутствие или заметное утонение гранито-гнейсового слоя.

В составе чехла бассейна выделяют два структурных этажа. Верхний структурный этаж объединяет меловые и кайнозойские отложения. Нижняя граница чехла наиболее определенно устанавливается там, где он налегает на триас-юрские складчатые системы фундамента.

Полезные ископаемые

Прибрежная часть арктических морей (палеошельф), собственно шельфовая область и островодужные сооружения, расположенные в ее пределах, перспективны на обнаружение коренных и россыпных месторождений различных твердых полез-

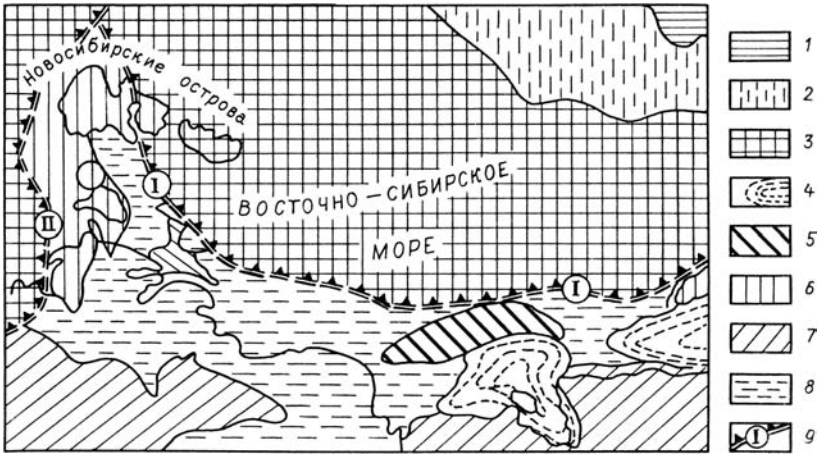


Рис. 63. Структурно-тектоническое районирование Восточно-Сибирского моря и его обрамления. По *М.К. Косько*, 1984:

1 — абиссальная котловина; *2* — материковый склон; *3* — окраинно-материковые плиты; *4* — унаследованные прогибы и впадины; *5* — горсты (выступы) оседания, сложенные преимущественно кайнозойскими дислоцированными отложениями; *6* — киммерийский складчатый комплекс; *7* — складчатый комплекс мезозоид Северо-Востока СССР; *8* — периферийные тектонические депрессии; *9* — флексурно-разломные ограничения окраинно-материковых плит: I — Восточно-Сибирская, II — Лаптевых

ных ископаемых. По результатам работ последних лет выделяются зоны с *марганцевой, полиметаллической* и *флюоритовой минерализацией*, а также ряд рудных россыпных районов и площадей, в пределах которых обнаружены *проявления* и *месторождения золота* и других ценных твердых полезных ископаемых.

Вопросы для самопроверки

1. Какие главные структуры выделяют в пределах Северного Ледовитого океана?
2. Особенности геологического строения краевых морей Арктического пояса.
3. Какие основные структурные элементы можно выделить в пределах Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского морей и моря Лаптевых?
4. Полезные ископаемые региона.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белов А.А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое // Тр. АН СССР, Геол. ин-т. Вып. 347. – М.: Наука, 1981.

2. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем // Тр. ГИН. Вып. 289. – Наука, 1976.

3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Недра, т. I: Русская платформа / Под ред. В.Д. Наливкина и К.Э. Якобсона. – 1985. Т. 4: Сибирская платформа / Под ред. Н.С. Малича, В.Л. Масайтиса, В.С. Суркова. – 1987. Т. 8: Восток СССР / Под ред. Л.И. Красного и В.К. Путинцева. – 1984. Т. 9: Моря Советской Арктики / Под ред. И.С. Грамберга и Ю.Е. Погребицкого. – 1984.

4. Границы геологических систем. – М.: Наука, 1976.

5. *Леонов М.Т.* Олистостромы в структуре складчатых областей // Тр. ГИН – Вып. 344. – Наука, 1981.

6. *Малич Н.С.* Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. – М.: Наука, 1975.

7. *Милановский Е.Е.* Геология СССР. – М.: Изд-во МГУ. – Т. 1: Древние платформы, 1987. Т. 2: Урало-Монгольский пояс, 1989.

8. *Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. – М.: Наука, 1975.

9. *Наливкин Д.В.* Очерки по геологии СССР. – Л.: Недра, 1980. – 158 с.

10. Основы региональной геологии СССР / В.М. Цейслер, В.Б. Караулов, Е.А. Успенская и др. – М.: Недра, 1984.

11. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид северо-востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1984.

12. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Новые данные по тектонике Урала // Геотектоника. – 1987. – № 2. – С. 24–34.

13. *Пучков В.Н.* Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. – М.: Наука, 1979.

14. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С. Гусев, А.Ф. Петров, Г.С. Фрадкин и др.; отв. ред. В.В. Ковальский. – М.: Наука, 1985.

15. *Смирнова М.Н.* Основы геологии СССР. – М.: Высшая школа, 1984.

16. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана / М.С. Марков, Ю.М. Пущаровский, С.М. Тильман, В.С. Федоровский, Н.А. Шило. – М.: Наука, 1980.

17. Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2 500 000) / Отв. ред. А.В. Пейве, А.А. Моссаковский. – М.: Наука, 1982.

18. Тектоника Урала / А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков. – М.: Наука, 1977.

19. Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. – М.: Наука, 1986.

20. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Океаны, синтез. – М.: Недра, 1985.

21. *Хоментовский В.В.* Венд. – Новосибирск: Наука, 1976.

22. *Хераскова Т.Н.* Венд-кембрийские формации каледонид Азии. – М.: Наука, 1986.

23. *Хосино М.* Морская геология. – М.: Недра, 1986.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие ... 3

Глава I. Основы геологического районирования СССР ... 4

Геологическое районирование СССР ... 6

Глава II. Древние платформы ... 10

Русская платформа ... 10
Сибирская платформа ... 42

Глава III. Складчатые области Урало-Монгольского пояса ... 66

Уральско-Новоземельская складчатая область (Урал, Пай-Хой, острова Вайгач, Новая Земля) ... 66
Южный Тянь-Шань ... 84
Казахско-Киргизская складчатая область (Центральный Казахстан, Северный и Срединный Тянь-Шань, Обь-Зайсанская зона) ... 92
Алтае-Саянская складчатая область ... 107

Глава IV. Саяно-Енисейская область, Прибайкалье, Забайкалье и Таймыр ... 118

Саяно-Енисейская складчатая область ... 118
Патомское нагорье и Забайкалье ... 121
Таймыро-Североземельская область ... 127

Глава V. Молодые эпипалеозойские плиты СССР ... 133

Западно-Сибирская плита ... 133
Туранская плита ... 146
Скифская плита ... 156

Глава VI. Складчатые области Средиземноморского пояса ... 165

Восточные Карпаты ... 165
Крым ... 169
Кавказ ... 173
Копетдаг ... 179
Памир ... 181

Глава VII. Внутренние моря Средиземноморского пояса ... 185

Черное море ... 185
Каспийское море ... 187

Глава VIII. Складчатые области Тихоокеанского пояса ... 190

Северо-Восток СССР (Верхояно-Чукотский и Камчатско-Корякский районы, Курильские и Командорские острова) ... 190
Дальний Восток СССР (Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская и Сахалинская складчатые зоны) ... 214

Глава IX. Краевые моря Тихоокеанского пояса ... 228

Глава X. Краевые моря Арктического пояса ... 232

Список рекомендуемой литературы ... 239