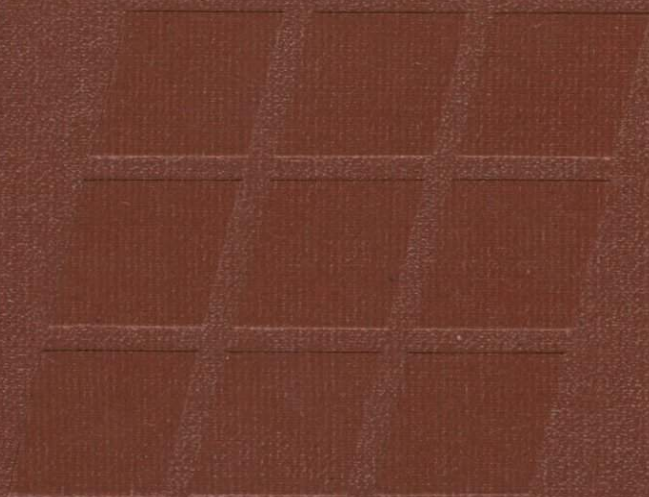


В. А. Голубовский

**ФОРМАЦИОННЫЙ
АНАЛИЗ
СЛОЖНЫХ
РЕГИОНОВ**



В. А. Голубовский

ФОРМАЦИОННЫЙ
АНАЛИЗ
СЛОЖНЫХ
РЕГИОНОВ

4105



МОСКВА «НЕДРА» 1983



Голубовский В. А. Формационный анализ сложных регионов.— М., Недра, 1983. 212 с.

Рассмотрены методологические вопросы учения о геологических формациях: основные направления и место в системе наук о Земле, методическая база и особенности формационных исследований, их результативность. Представлен оригинальный фактический материал по формациям палеозоя запада Центрального Казахстана, проведено их сравнение с формациями Южного Урала. На конкретных примерах показана роль формационных исследований в тектоническом анализе сложных регионов. Предложены новые принципы историко-тектонического районирования.

Для геологов, изучающих складчатые регионы различного возраста.

Табл. 1, ил. 31, список лит.— 49 назв.

Рецензент — канд. геол.-мин. наук В. М. Моралев (Ин-т Литосферы АН СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учение о геологических формациях возникло как прямое следствие развития геологической науки и в настоящее время представляет один из крупных ее обобщающих разделов, исследующий общие закономерности строения и развития земной коры. Вместе с тем нельзя сказать, что такое учение с детально разработанной методикой уже создано. На ранней стадии своего существования учение носило эмпирический характер и развивалось параллельно в тектонике, литологии и некоторых других областях геологии. Каждый исследователь подчинял обоснование и выделение формаций своим специфическим задачам, что, естественно, приводило к одностороннему и несогласованному подходу при разработке методики формационного анализа, к выделению и типизации формаций. Исследователи обычно шли от общего к частному, а выделение формаций было начальным этапом формационного анализа. При этом стратиграфы изучали строение и возраст взятых формаций, литологи — состав, строение и происхождение, а тектонисты попросту использовали их в целях изучения истории развития структур и регионов. Во всех случаях давалась односторонняя характеристика формаций.

Однако развитие геологической науки привело, в конце концов, к выводу о том, что формация прежде всего понятие генетическое. Поэтому и изучать ее необходимо комплексно. Формация — это естественный парагенетически связанный (местом и условиями образования) крупный комплекс фаций, приуроченный к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующий определенной стадии геотектонического развития. Для выделения формаций требуются углубленные литолого-фациальные исследования, составляющие существо начального этапа формационного анализа.

В сферу собственно формационного анализа, т. е. сравнительного анализа формаций, на современном уровне геологических знаний и потребностей допустимо включать только конкретно генетически обусловленные геологические тела.

На примере герцинского комплекса каледонид Казахстана в этой работе показана полная система формационного анализа. Подобных цельных исследований пока не было. Многие выводы, заключения и суждения автора, являясь следствием формационного анализа конкретного объекта, несомненно имеют также общее значение и заинтересуют специалистов разного профиля.

Чл.-кор. АН СССР *П. П. Тимофеев*

Основная идея этой работы заключается в том, что учение о геологических формациях должно обобщать и синтезировать данные других областей геологических знаний с целью выяснения наиболее общих закономерностей строения и развития литосферы. Возникла эта идея на базе существовавших представлений о положении учения о геологических формациях на стыке многих геологических дисциплин и о его связующей роли между ними. Она определяет также новые функции и структуру формационного анализа, как метода всестороннего изучения земной коры, опирающегося на комплекс приемов специальных видов исследований, изучающих только отдельные стороны этого сложного объекта.

В книге рассматривается методология учения о геологических формациях на современном этапе. Теоретические вопросы иллюстрируются примером формационного анализа палеозоя каледонид Центрального Казахстана: разобраны и описаны формационные элементы среднего и верхнего палеозоя, возможности их использования в тектонических и исторических реконструкциях, показано значение формационного анализа для практических целей стратиграфии, тектоники, палеогеографии, прогнозирования полезных ископаемых.

Вместе с тем, разрабатывая тему формационного анализа, книга не преследует целей показа специфики формационных исследований всего разнообразия геологических объектов. Она предлагает общие принципы и показывает их реализацию главным образом на примере осадочных формаций. Именно осадочные формации позволяют наиболее полно продемонстрировать приемы выделения формационных элементов разного ранга на генетической основе.

В основу работы положен оригинальный материал многолетних полевых исследований автора. В процессе изучения Центрального Казахстана — региона с чрезвычайно разнородными комплексами отложений и сложной тектонической структурой — пришлось столкнуться с тем обстоятельством, что ряд крупных вопросов его геологии не поддавался решению простыми методами. Среди них оказались вопросы точных стратиграфических корреляций, фациальных диагностик, палеогеографических реконструкций, тектонического районирования и др. Потребовалось совместное и взаимосвязанное использование приемов специальных видов исследований. Так возникла проблема формационного анализа в сложных регионах, рассмотрению которой посвящена эта книга.

При выполнении работы постоянную поддержку автору оказывал П. П. Тимофеев, беседы с которым значительно повлияли на содержание книги. В разработке отдельных вопросов использованы мнения и рекомендации А. И. Анатольевой, В. А. Буша, Н. Б. Вас-

соевича, Т. Н. Голубовской, Г. Ф. Крашенинникова, М. М. Москвина, А. А. Моссаковского, Д. Г. Сапожникова, Е. А. Соколовой, И. В. Хворовой, В. Н. Холодова, Е. В. Шанцера. В разные годы большую помощь автору оказывали О. Б. Бондаренко, Э. М. Великовская, Н. Л. Габай, А. Д. Гостев, Ю. В. Дмитровский, В. Н. Завражнов, Н. В. Литвинович, М. В. Мартынова, Ю. И. Марьенко, С. В. Мейен, В. С. Милеев, С. Б. Розанов, В. Н. Свальнов, Г. Т. Ушатинская, М. А. Хордикайнен, Н. А. Чельцова, Н. Ф. Чумакова, А. Л. Юрина. Всем, способствовавшим созданию настоящей книги, автор выражает свою искреннюю благодарность.

РАЗДЕЛ I

ОСНОВЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

К учению о геологических формациях обращались многие исследователи. Несмотря на это его теоретические основы освещены недостаточно. Большая часть работ касается описания конкретных формаций, либо их связи с геотектоническими структурами. Исследования, освещающего роль учения в развитии геологической науки, к сожалению, пока нет. В общей системе учения существуют направления, по-разному трактующие его основные положения. В главах настоящего раздела кратко охарактеризованы этапы развития учения о геологических формациях, его значение на современном этапе, изложены представления о функциях формационного анализа, его структуре, принципах и связи с другими видами геологических работ.

ГЛАВА I

ТЕНДЕНЦИЯ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ

Современная научная сфера человеческой деятельности характеризуется интенсивным процессом дифференциации и интеграции исследований. Непрерывно возрастает объем информации. То и другое способствует разобщенности исследований, которая обычно оправдывается спецификой предмета. Не чужды эти явления наукам о Земле. Нередко возникающие здесь сложные конструкции общих построений мало учитываются, не согласуются и даже противоречат данным соседних областей, что вполне естественно, поскольку на односторонней базе предложить универсальные характеристики и объяснения трудно. Необходим полный синтез, который может осуществляться учением о геологических формациях. Формации заключают в себе данные о возрасте и времени, различных сторонах образования и преобразования, последовательности процессов и их обусловленности, пространственном распределении и соотношении. Поэтому учение о них также является связующим: сведения об отдельных сторонах объектов — геологических формациях, полученные в результате изучения литологии, стратиграфии, тектоники и т. д., соединяются в нем в единой и всесторонней характеристике. Всесторонний анализ и обобщение, в которых бы учитывались все данные на паритетных началах, являются не только насыщенной задачей геологии в целом, но и отдельных ее областей, испытывающих в последнее время заметное торможение развития.

В учении о геологических формациях это проявилось в возникновении сугубо абстрактных направлений исследований на основе чрезмерной формализации, подменяющих конкретное изучение природных объектов составлением умозрительных схем.

Развитие геологической науки требует корреляции и организации в единой системе ее знаний. Такую функцию могут выполнять учение о геологических формациях и формационный анализ как методы познания общих закономерностей строения, происхождения и развития земной коры и отдельных ее элементов. Н. Б. Вассович и В. В. Меннер (1978 г.) справедливо предлагают ступенчатую систему исследований, вершину которой составляет «геоформациология». Долгое время функцию обобщения выполняла геотектоника, положения которой к тому же нередко служили мерилом оценки достоверности суждений других областей геологии. Однако противоречия геотектонических гипотез приводят к тому, что каждое течение выбирает из всего арсенала геологических знаний только необходимые для него элементы. Поэтому на эту роль следует выдвинуть также и учение о геологических формациях, которое не отягощено заботами собственных представлений.

В учении о геологических формациях принято различать несколько теоретических направлений — литологическое и генетическое, тектоническое и парагенетическое, стратиграфическое и др. Издавна между ними существует известное противоборство, в котором каждая сторона отстаивает исключительность своих прав [13, 28]. Дело в том, что те или иные области геологии, используя отдельные элементы учения только для своих нужд, сильно упрощают его и ограничивают возможности, приводя к искусственной обособленности и самостоятельности направлений. Ситуация усугубляется перемещением общих геологических интересов к проблемам глобальной геологии и океаническим пространствам, где изучение формаций является делом будущего. Формационный метод, длительное время обслуживающий потребности геологии континентов, на большей части Земли пока оказался не у дел. Ослабление интереса к формационным исследованиям связано также с явной переоценкой его значения для тектонических исследований. Новые сведения о приуроченности различных формаций к геотектоническим структурам, о их связях и сочетаниях нередко вступали в противоречия с устоявшимися представлениями, прежде полученными на основе того же анализа формаций. Все это способствовало подрыву авторитета учения и ослабило его позиции на стыке многих геологических наук. Между тем такое положение должно обеспечить возможно большую широту сферы применения и комплексность подхода в формационных исследованиях.

Развитие представлений о геологических формациях подробно рассмотрено Н. Б. Вассовичем [10]. История учения и его основные понятия освещены в работах В. Е. Хаина (1950 г.), Н. П. Хераскова [46], Н. С. Шатского [48], Н. М. Страхова (1960 г.), В. И. Попова (1966 г.), Ю. А. Косыгина и В. А. Соловьева [20], М. Г. Бергера (1970 г.), В. И. Драгунова (1966, 1973 гг.) и др.

У родоначальников понятия и термина (И. Лемона, Г. Фюкселя, А. Вернера) формация по смыслу является морфологическим обособлением — это геологическое тело или ассоциация тел определенного состава и облика. В то время еще не было системных знаний о стратиграфии, тектонике, литологии. Генетический смысл в понятие вошел в связи с появлением и развитием представлений о синхронных фациях, различных по происхождению отложений, в работах А. Броньяра, Ж. Кювье, К. Прево, А. Грессли. Этому также способствовали успехи стратиграфии, показавшие разнотипность разновозрастных подразделений. Вместе с индивидуальностью облика понятие «формация» приобрело специфику происхождения и положения в разрезе. Так, Ч. Лайель (1859 г.) писал: «Название формация выражает в геологии всякую группу пород, имеющих нечто общее по происхождению, времени образования или составу...». В сущности, фациальные и стратиграфические исследования первой половины XIX в. дали начало литолого-генетическому направлению учения о геологических формациях.

Принадлежность формаций тектонической сфере связана с появлением теории геосинклиналей и платформ в трудах Дж. Холла, Дж. Д. Дэна, Э. Зюсса, А. П. Карпинского, Э. Ога, А. Д. Архангельского, Г. Штилле. Господствовавшей до этого контракционной гипотезе формации не были нужны. Активное вовлечение формаций в тектонический анализ произошло одновременно с открытием повторяемости литологически однотипных комплексов на разных стратиграфических уровнях. Это позволило М. Бертрану (1887 г.) сформулировать идею цикличности развития геосинклиналей и орогенических явлений. Именно с этого времени и в связи с этим формации стали выступать не только как объект, но и как инструмент исследований. Особенно интенсивно этот процесс развернулся в связи с установлением типов геосинклиналей П. Арбенцем, Г. Штилле, Л. Кобером. В их основе оказался анализ временных и пространственных закономерностей размещения формаций. Однако тектоника долгое время обходилась без общего определения понятия, удовлетворяясь терминами конкретного содержания.

Определение понятия «формация» для целей сравнительного и, прежде всего, сравнительно-тектонического анализа принадлежит Н. С. Шатскому (1939 г.), который обозначил формации «как комплексы осадочных и вулканогенных пород, парагенетически связанных друг с другом». Позже он разъяснял, что формации — это «естественно выделяемые комплексы пород, отдельные члены (слои, толщи, фации и т. д.) которых тесно парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном, так и в горизонтальном пространственном отношении» [48] (разрядка наша — В. Г.). Достоинства и недостатки определения обсуждались неоднократно. Работы Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова положили начало парагенетическому течению учения о геологических формациях, в основе которого лежит все та же простая идея: сходные комплексы осадочных пород являются свидетельством однотипности тектони-

ческого режима. Последователи этого течения недооценивают влияния на образование формаций других факторов — палеогеографических, фациальных, климатических. Парагенез понимается очень широко — единство места и времени образования. В результате была упущена из виду возможность кон- и дивергенции. Несмотря на это, в период выяснения самых общих закономерностей строения и развития земной коры континентов парагенетическое направление имело очень большое и, несомненно, прогрессивное значение. При детальном анализе парагенетический подход, опирающийся только на сходство естественных комплексов пород — формаций, характеризуется ошибками, которые нередко приводят к неверным заключениям.

Впервые на формацию (геогенерацию) как объект комплексного происхождения обратил внимание Н. Б. Вассоевич (1940 г.). Но наиболее четко эта мысль была высказана А. В. Пейве (1948 г.), который считал, что «формация (осадочная) — комплекс парагенетически связанных горных пород, возникший в сходных физико-географических и тектонических условиях». Особая важность климатических и палеогеографических условий при образовании формаций отмечалась Н. М. Страховым [38], В. Е. Хаиным [44], А. Б. Роновым и В. Е. Хаиным (1954—1956 гг.), Л. Б. Рухиным (1959—1961 гг.), Г. Ф. Крашенинниковым [21] и др. Вместе с этим идея равенства этих факторов не была сформулирована полностью и не получила распространения — большинство исследователей все же отдают предпочтение тектоническому фактору. Однако эта идея подтверждается работами Н. Б. Вассоевича [9], В. И. Попова [33], Ю. А. Жемчужникова [17], Н. М. Страхова [38], И. В. Хворовой [45], П. П. Тимофеева [40, 41], А. И. Анатольевой [3], В. М. Цейслера [47].

В отечественной литературе имеется несколько десятков определений геологической формации, в равной степени полных, популярных и удачных. За рубежом формулировками и определениями понятий не увлекаются. Бытующая там широта использования термина приводит обычно в специальной литературе к разъяснению его содержания — подробно об этом сказано у К. Данбара и Дж. Роджерса [15].

Несмотря на кажущуюся большую разнородность толкования понятия «формация», все определения объединяет одна общая черта — в каждом из них обозначены элементы, которые, с точки зрения его автора, считаются ведущими в самом явлении. Сравнение показывает, что основные положения всех определений не исключают, а дополняют друг друга. При этом все определения признают естественность собранных в формации ассоциаций горных пород, и большинство утверждает, что эти ассоциации исторические, а значит закономерные. В каждом определении в том или ином виде заложен генетический элемент. И здесь, вероятно, кроются многие причины существующих недоразумений. Дело в том, что само понятие «генезис формаций» весьма сложное и включает

в себя большое число составляющих. При этом одни из них влияют на облик формации непосредственно (источник и характер вещества, формы его транспортировки, переработки и накопления, фациально-палеогеографические обстановки и т. д.), другие — в известной мере опосредствованно и преимущественно через первые (тектонические, климатические, эволюционные и т. д.). В существующих определениях формации обычно отражен какой-либо один фактор генетического аспекта — чаще всего фациальный или тектонический.

Как показывает опыт, универсальных требований к определению любого понятия предъявлено быть не может: характеристика обычно дается с разной полнотой. Частичное определение, раскрывающее понятие с какой-либо одной стороны, не следует считать дефектным: наличие в определении даже одного отличительного свойства достаточно для признания за ним права на существование. Всеобъемлющих определений, особенно сложных явлений, дать практически невозможно. Однако в каждом необходимо учесть основные свойства, совокупность которых позволяет выделить данное понятие. Поэтому геологическая формация — это историко-генетическая ассоциация горных пород и их производных (геологических тел), закономерно возникающая при определенном сочетании экзо- и эндогенных факторов: каждая формация отображает природу, упорядоченность распределений и устойчивость связей сообществ горных пород, нередко объединенных общими палеоструктурными элементами. Важно подчеркнуть следующие моменты. Формация — естественная историческая категория, т. е. образование единой эпохи. В одну формацию не могут объединяться комплексы разобщенных эпох. Формация — генетическая категория (как по смыслу термина, так и по существу понятия). Без генетического насыщения понятие формация теряет значение, так как ассоциации горных пород могут выступать в виде толщ, свит, комплексов, массивов и т. д. При этом генезис формации отражается совокупностью всех условий ее образования: фациальных, палеогеографических, климатических, тектонических и др.

Принятие генетического элемента в качестве одной из основ определения вовсе не означает, что формация понимается как моногенетическое образование. Напротив, формация включает разнообразный комплекс пород, которые могут занимать очень удаленные позиции и принадлежать совершенно различным генетическим группам (например, осадочным и вулканогенным). Но при образовании той или иной формации ведущим было какое-то определенное сочетание генетических элементов. Различные генетические факторы, находясь в сложных соотношениях (тектонические влияют на климатические, палеогеографические и фациальные; климатические — на палеогеографические и фациальные; палеогеографические — на климатические и фациальные и т. д.), в итоге отражаются в фациальном облике и строении формаций. Формация, наконец, — не случайное, а закономерное явление, созданное устойчивым сочетанием процессов: только определенная совокупность

генетических факторов приводит к образованию определенной формации.

Каждая формация является индикатором устойчивости условий ее происхождения, существенное нарушение которого должно привести к возникновению новой формации. Незначительные изменения отражаются в появлении дополнительных черт и так называемых чужеродных членов, наращивание которых до некоторого уровня изменяет качественную характеристику и требует выделения новой формации. Грань этих переходов в каждом случае определяется индивидуально и для ее установления не может быть предложено универсального подхода. Реально выделяемые в формации индивидуализированные комплексы пород имеют самую различную продолжительность образования, изменчивые мощности, сложены генетически разнородными породами и образуют пространственно разобщенные тела с асинхронными границами.

Среди формационных следует четко различать такие понятия, как «формационный тип» («абстрактная формация»), «конкретная формация» и «формационное тело». Представление об абстрактных и конкретных геологических формациях ввел Н. П. Херасков [46]. Они вполне естественны: являясь следствием развития познания и мышления, абстрактное служит общим выражением конкретного и отображает наиболее характерные черты. Процесс абстрагирования в принципе является результатом сравнения многих конкретных элементов. Однако в научной практике абстрактные категории большей частью возникают на основе единичных конкретных, из всех свойств которых извлекаются типоморфные, в дальнейшем определяющие существование абстрактных понятий. В естественных науках подобный путь создания абстракций обычен. Между тем с анализом новых конкретных явлений нередко выясняется, что первоначально взятые признаки либо недостаточны для полного ограничения типа, либо присущи также другим типам, абстракция которых возникла на основе иных черт. Например, понятие «флишевая формация» главной чертой абстракции несет тонкую ритмичность строения, без которой оно пропадает. Однако флишевая ритмичность вполне допустима для аспидной (нижняя — средняя юра Дагестана, таврическая серия Крыма), граувакковой (зилайрская серия Урала) и молассовой (средний — верхний карбон Актюбинского Предуралья) формаций, абстракции которых возникли по другим основаниям. Поэтому между многими абстрактными категориями границы весьма неопределенны. Так, угленосная формация может быть граувакковой, флишевой и молассовой, а моласса — граувакковой и редвакковой. Существующее положение далее невысказано, так как сплошь и рядом конкретные формации выходят далеко за рамки своих абстрактных символов. Разноосновность выделения геологических формаций создает только впечатление их четкой обособленности. Насущной проблемой теоретических исследований является разработка систем формационных типов.

В вопросе выделения конкретных формаций также нет единого мнения. Весьма свободный подход предлагает тектоническое направление, для которого формации — прежде всего парагенезы горных пород в пределах крупных тектонических элементов. Отсутствие единых критериев разграничения парагенезов не позволяет пока установить их соподчиненность и, тем самым, формационную самостоятельность. Использование литологическим направлением дополнительного генетического фактора вносит большую определенность: на основе фациального контроля устанавливается естественное родство ассоциаций горных пород и их иерархическое соотношение. Последнее позволяет выделять такие элементы, как суб(под)формации и супер(над)формации. При обособлении формаций и установлении формационного уровня комплексов пород необходимы знания палеогеографических и палеоструктурных элементов. При выделении каждой конкретной формации основными задачами являются определение исторического единства ассоциаций горных пород, установление их фациальной принадлежности, соотношения и первичного распределения. Это позволяет оценить уровень формационной самостоятельности: фациально однотипные комплексы могут составлять отдельные формации или входить в состав других в правах субформаций в зависимости от палеогеографических, палеоструктурных связей и количественной выраженности. При обособлении формаций важно не только знание всей совокупности генетических факторов, но и ведущего из них, который определяет, собственно говоря, образ каждой формации. Второстепенные элементы усложняют этот образ. Такой подход позволяет решить вопрос о необходимости латерального и вертикального разграничений формаций. Следовательно, выделение формаций — не простое возведение той или иной ассоциации горных пород или даже фациального комплекса в ранг формации, а творческий процесс, основанный на выяснении генетической сущности явлений. Этот процесс включает в себя общий эмпирический подход тектонического направления при обозначении исторических ассоциаций горных пород (парагенезов), углубленный фациальный анализ литологического направления при выделении субформаций и элементы палеогеографического, палеоструктурного и тектонического анализов при обособлении формаций, суперформаций и формационных комплексов.

Один из наиболее сложных вопросов — ограничение тел конкретных формаций. Существуют два подхода (рис. 1): первый, когда обособляются тела А и Б, разделенные сложными поверхностями смены определяющих признаков, и второй, когда обособляются вертикальные зоны I, II, III. Оба подхода не являются взаимоисключающими, но отражают разную детальность исследований и различную степень знаний. Второй подход обычно свойствен начальным стадиям изучения формаций и тесно связан, если не сказать зависим от литостратиграфического расчленения толщ. Этот подход обычно обеспечивает отдельным свитам и пачкам право на формационно самостоятельное существование, поскольку в зоне

переходов (II) отдельные тела (a_1 — a_2 , b_1 — b_4) воспринимаются в качестве самостоятельных. Первый подход выделения формаций характерен для более зрелой стадии исследований, когда выяснены все взаимоотношения и связи. Нередко оба они используются совместно, так как восстановить первичные взаимоотношения формаций по разным причинам (размыты, тектонические деформации, магматическая и метаморфическая переработка, недостаток сведений) часто бывает невозможно. При этом за первородные формации (А и Б) могут быть приняты второродные (I—III).

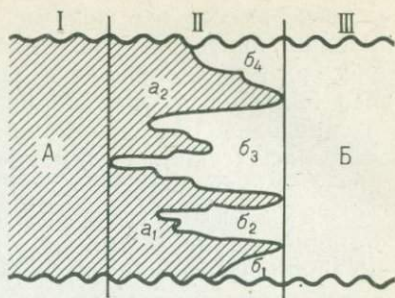


Рис. 1. Обособление формационных тел

А и Б — формации первого рода, I, II, III — формации второго рода

Иногда же выделение формаций по второму типу диктуется практической необходимостью: к примеру, выделение формации II рационально, если зона перехода формаций А-II и Б-II занимает обширную область, и не рационально, если переход резко локализован. Границы формаций, как правило, не изохронны, что определяет изменчивость их стратиграфических объемов от места к месту из-за вариаций однотипных сочетаний условий во времени и пространстве.

В системе формационных подразделений следует различать таксоны четырех уровней: субформацию, формацию, суперформацию и формационный комплекс.

Субформация является простейшим элементом. В генетическом ряду она соответствует уровню макрофации. На более низкой ступени генетический и формационный ряды конвергируют, поскольку исчезает фактор геологического времени, определяющий возникновение формационных категорий. Обозначение «литофация», вероятно, все же может служить символом принадлежности используемых понятий формационной сфере. Субформация образована отложениями одной или нескольких макрофаций, каждая из которых в латеральном направлении может составлять основу смежной субформации. Основным критерием разделения субформаций является литолого-фациальный фактор.

Формация образована родственными субформациями, замещающими друг друга как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Важнейшими факторами обособления формаций являются литолого-фациальный, палеогеографический и климатический, обуславливающие их насыщение, границы, происхождение. Важны также синтетектонический и палеоструктурный факторы, определяющие особенности строения и приуроченность формаций конседиментационным элементам.

Суперформация обычно объединяет родственные формации. Но в ней допустимо присутствие генетически удаленных формаций. Например, вулканогенных среди осадочных или континен-

тальных вместе с морскими. При разграничении субформаций главными критериями являются общегенетические и палеогеографические, определяющие, с одной стороны, распределение областей и бассейнов седиментации, а с другой — основные обстановки в их пределах. Суперформации могут преодолевать фациально-палеогеографические и климатические барьеры и распространяться в пределы разнородных геоструктурных элементов.

Формационный комплекс представляет совокупность формаций и суперформаций, отвечающую единому этапу накопления. Границы формационных комплексов обозначаются крупными паузами осадконакопления и соответственно значительными несогласиями. В случае, если эти несогласия являются структурными, разделяемые ими подразделения представляют собой структурно-формационные комплексы. Частные стороны общего сочетания формационных элементов отображаются формационными рядами — латеральным и вертикальным.

ГЛАВА 2

СТРУКТУРА И ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Среди обширной литературы, затрагивающей разные аспекты учения о геологических формациях, нет работ, которые бы специально рассматривали проблему формационного анализа как метода исследований. Большая часть публикаций касается характеристики отдельных формаций, меньшая относится к формационному анализу комплексов. Мало работ, рассматривавших теоретические основы — сущность и принципы выделения формаций, их типы, сочетания и взаимосвязи, причины возникновения, положение в ряду материальных форм. При этом во всех работах методология формационного анализа представляется как сама собой разумеющаяся.

Между тем понимание функций и задач формационных исследований неоднозначно. Эта неоднозначность сложилась исторически. Для литолога формационный анализ выступает в качестве развернутых во времени и пространстве литолого-фациальных исследований, венцом которых является обособление и всесторонняя характеристика формаций, понимаемых как естественноисторические комплексы горных пород, объединенные общностью условий образования — фациальных, палеогеографических, климатических, тектонических. Для тектониста формационный анализ представляется как один из методов сравнительной тектоники. Объединяя в формации естественные комплексы, он использует их главным образом в качестве инструмента познания природы и развития крупных тектонических элементов: формации здесь сами по себе являются индикаторами тектонических условий. Литологи оканчивают свои исследования характеристикой палеогеографических

обстановок происхождения формации, тектоническая позиция которой принимается в соответствии с традиционными представлениями. Устанавливаемые ими закономерности вытекают из самого внутреннего строения формации и выявленных особенностей ее генезиса. Тектонисты, напротив, отводя ведущее место в возникновении формации тектоническому фактору, обычно не изучают конкретных причин ее возникновения, принимая адекватность типа формации тому или иному режиму или стадии развития земной коры. Устанавливаемые ими закономерности — результаты сравнительного анализа формаций, их групп и рядов.

Таким образом, существует парадоксальная ситуация, когда в понятие формационный анализ вкладывается совершенно разное содержание (рис. 2). Соответственно этому определяется различный подход к выделению и описанию формаций. Тектоническое направление обычно обходится самыми общими характеристиками, литологическое, напротив, дает полный и подробный анализ. Естественно, что при этом первое на основе повторяемости сочетаний формаций выявляет только общие и наглядные закономерности, в то время как второе устанавливает связи внутри отдельных формаций и выявляет их генетическую сущность. Недооценка тектоническим направлением важности всестороннего изучения происхождения формаций нередко приводит к неопределенности результатов формационного анализа. Литологическое направление из-за отсутствия в его системе сравнительного анализа разнородных формаций пока не может предложить результатов своих исследований для дальнейшего использования. Различные представления о функциях формационного анализа дополняют друг друга. Тем не менее между ними имеются разрыв и непонимание. Обособленность и отсутствие взаимосвязи сказываются весьма негативно, поскольку, с одной стороны, не используются полностью результаты литолого-фациальных работ по выделению и характеристике формаций, а с другой — часто переоценивается индикаторность формаций, выделяемых эмпирически.

Связующая роль учения о геологических формациях между разными областями геологической науки определяет особенности и насыщение формационных исследований на современном этапе (рис. 3). Прежде всего они должны быть комплексными по существу, хотя постановка цели и сложность объекта определяют конкретное сочетание элементов. Совместное использование в формационном анализе методов различных областей геологии стирает грани между отдельными видами исследований и концентрирует их в едином процессе: то, что литология, стратиграфия, тектоника изучают обособленно и независимо, в системе формационного анализа соединяется. Формационные исследования подразумевают два этапа. Первый заключается в изучении самих формаций. Второй — в использовании формаций как инструмента познания общих закономерностей. Для первой стадии формации являются конечным результатом исследования, для второй — они исходный

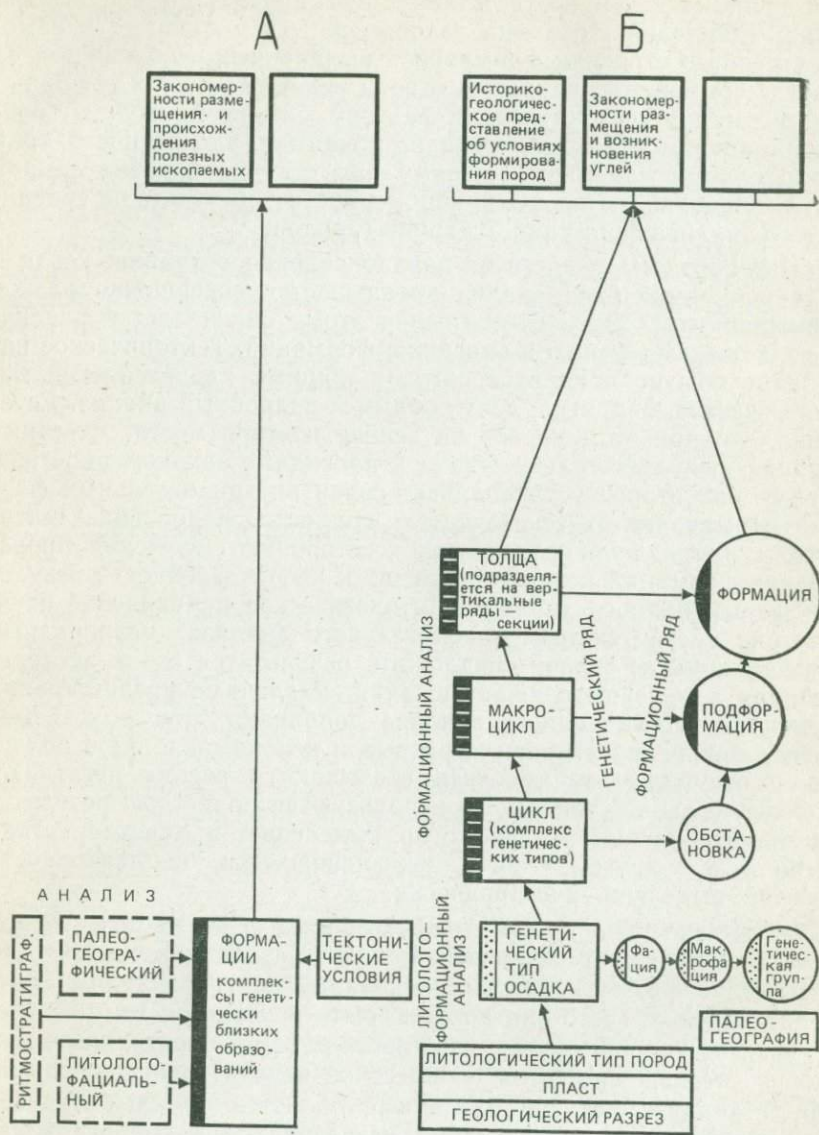
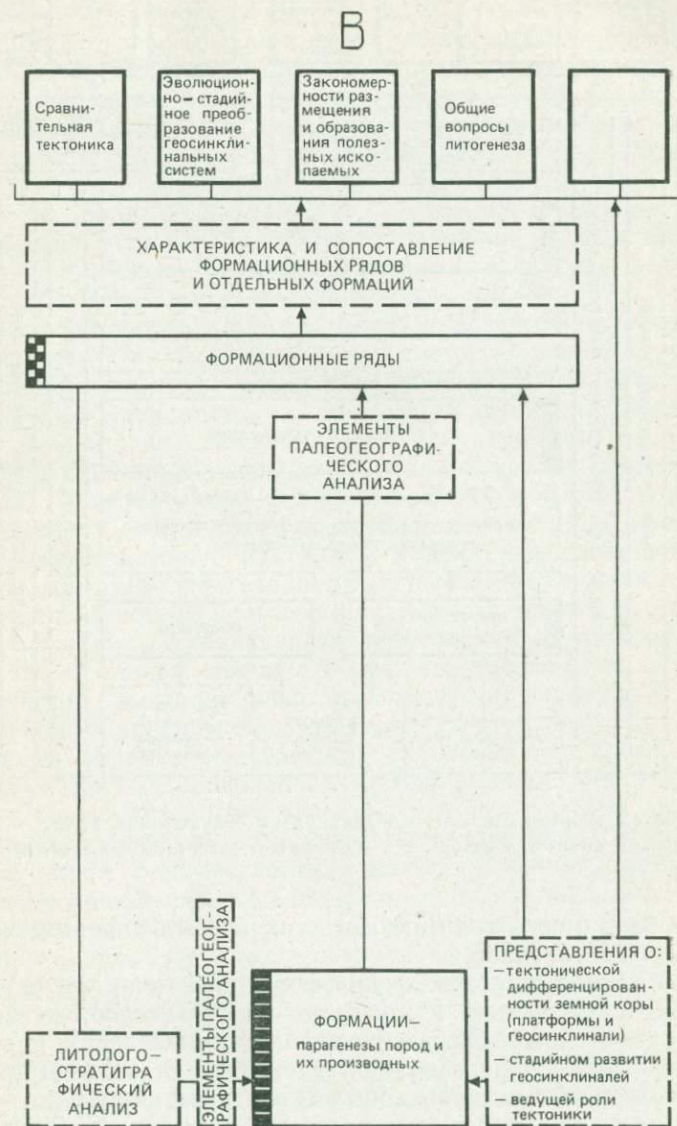


Рис. 2. Содержание формационных исследований в понимании представителей направлений учения о геологических формациях

А — по В. И. Попову (синтез из работ 1948—1978 гг.), Б — по П. П. Тимофееву (1967—Одинаковая штриховка на рис. 2 и 3 обозначает эквивалентные элементы



литологического (А, Б) и тектонического (В)

1980 гг.), В — по Н. С. Шатскому и Н. П. Хераскову (синтез из работ 1939—1965 гг.)



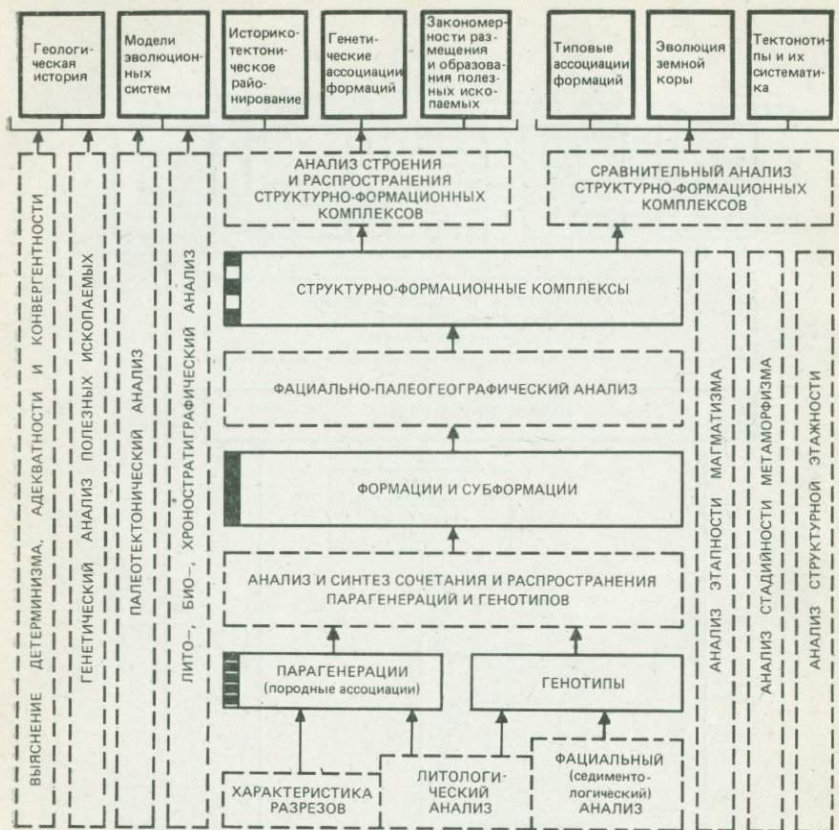


Рис. 3. Формационные исследования на современном этапе
 Одинаковая штриховка на рис. 2 и 3 обозначает эквивалентные элементы

пункт. Необходимость взаимосвязи этих аспектов формационного анализа обычно упускается.

Основой изучения геологических формаций являются литолого-фациальные исследования. Собственно литологическая ветвь анализа (породы — слои — разрезы) приводит к выделению породных ассоциаций, или парагенераций — термин В. И. Драгунова (1965 г.) — индивидуализированных геологических тел по особенностям состава или первичного строения. В основе генетического анализа находятся диагностические признаки происхождения пород — состав, структуры, текстуры и т. д. Необходимость использования генетического анализа диктуется тем обстоятельством, что, подобно тому, как литологически однотипные породы могут возникать в различной обстановке, так и сходные ассоциации пород могут быть результатом разных генетических обстановок. Именно поэтому при выделении формаций обязательно требуется знание

соотношений формально-литологических и генетических элементов. Анализ сочетаний и пространственного распределения парагенераций и макрофаций с привлечением палеогеографических и палеоструктурных реконструкций позволяет выделить субформации, формации и суперформации. Естественность обособления парагенераций обеспечивается существующей систематикой горных пород и их распределением. Это наиболее простая задача. При изучении отдельных разрезов она сводится к проблемам детальной литостратиграфии: выделению свит, пачек, горизонтов и ограничению в пространстве литостратиграфических подразделений. Генетическая часть анализа более сложна, трудоемка, а также и дискуссионна. Однако это не может служить основанием для отказа от нее, поскольку она является основой выделения формаций и критерием иерархии формационных элементов.

Собственно формационный анализ подразумевает изучение распределения и взаимоотношения формаций на основе стратиграфических, палеогеографических и палеоструктурных исследований, установление тектонических условий образования формаций на базе изучения конседиментационной структуры, выделение структурно-формационных комплексов с привлечением сведений о несогласиях и структурной этажности. В итоге формационный анализ позволяет восстановить причинно-следственную цепь событий геологической истории и создать модели эволюционных систем, провести тектоническое районирование и предложить тектонотипы, выявить генетические ассоциации формаций и наметить их типовые сочетания, установить закономерности в размещении и образовании полезных ископаемых и прогнозировать преобразования земной коры. Формационный анализ в целом является методом познания общих закономерностей строения и развития земной коры. Сложность объекта исследований обуславливает насыщенность и структуру метода. Поскольку элементарными приемами можно изучать только отдельные стороны сложных явлений, формационный анализ неизбежно должен быть комплексным. Его максимальная возможная комплексность — давно назревшая необходимость, диктуемая также разветвленностью геологической науки и разобщенностью сведений, приносимых ее отдельными областями. Формационный анализ является основой их синтеза. Ныне в его систему следует вводить такие элементы, которые ранее в формационных исследованиях не применялись: изучение структурной этажности и синседиментационной тектоники, детальные фациально-палеогеографические реконструкции и т. д. Комплексность придает формационным исследованиям свойство автокорректировки: явления, причины и следствия естественно увязываются между собой по всем каналам. Тем самым возможно оценивать существующие положения и получать новые объективные суждения. Может показаться, что система формационного анализа слишком громоздка и на практике вряд ли осуществима. Однако многие ее элементы нередко находят воплощение в процессе крупномасштабных геологосъемочных работ: взаимоувязанное изучение страти-

графии, литологии, тектоники, палеогеографии, полезных ископаемых и многого другого.

Формационный анализ, исследующий связи между данными из различных областей геологических знаний, опирается на все законы и принципы геологии. Следует, хотя бы кратко, коснуться этого вопроса, поскольку в теоретической геологии пока не возникла потребность разграничивать эти понятия, как семантически и логически различные категории. Многие исследователи не видят разницы между ними или не считают возможным четко разграничить, допуская иерархическую соподчиненность между законом, принципом и т. д. Между тем закон в науке описывает существующую в природе устойчивую и обязательную связь, зависимость и повторяемость явлений и процессов. Он может быть открыт эмпирически или теоретически. Научный принцип — это основное положение, основное правило исследований. Он может быть постулирован, т. е. взят в качестве предпосылки, которая не отличается самоочевидностью, или принят как аксиома, т. е. основываться на общем опыте. Законы определяют методологическую базу той или иной области научных исследований. Они очерчивают сферу применимости принципов. Научные принципы разворачиваются в методах исследований. Принципы могут меняться, законы — нет. Законы в одной области исследований нередко являются основой для принципов в другой. Принцип может трансформироваться в закон, т. е. приобрести статус субъективно независимой категории. Ниже остановимся на законах и принципах стратиграфии, генетической геологии и учения о геологических формациях.

Методология стратиграфических исследований базируется на трех законах. Закон неповторимости стратиграфических подразделений во времени и пространстве, сформулированный прежде Л. Л. Халфиным (1960 г.) как «принцип неповторимости подразделений региональных стратиграфических схем», а затем А. М. Садыковым [34] как «закон конечности и неповторимости геологических тел», основывается на признании поступательности и необратимости эволюции. Он утверждает индивидуальность стратиграфических подразделений и определяет возможность стратиграфического расчленения и сопоставления по любым признакам. «Региональный акцент» в формулировках Л. Л. Халфина и А. М. Садыкова исключает из сферы действия закона всю систему хроностратиграфии, что мало оправдано.

Закон последовательности напластования стратиграфических подразделений (закон Н. Стенона), определяющий, что «при ненарушенном залегании каждый нижележащий слой древнее покрывающего слоя», базируется на опыте седиментологии. На его основе устанавливается относительный (моложе — древнее) возраст любых стратиграфических подразделений. Существующие предложения расширения сферы применения закона Н. Стенона с модернизацией формулировок (Л. Л. Халфин, 1967 г.; С. В. Мейен, 1974 г. и др.) вряд ли следует признавать удачными, ибо, с одной стороны, они требуют сведений о генетических связях, а с другой —

лишают его обязательности и, тем самым, статуса закона. К примеру, формулировка А. М. Садыкова [34] «из двух смежных тел первым образовалось то, которое является подстилающим или оставляет свой отпечаток на теле другого» не учитывает возможности возникновения подстилающих и покрывающих слоев одновременно (коры выветривания, кристаллизационная или метаморфическая стратификация), игнорирует характер контактирующих тел, причины и способы контактов (стратиграфические, интрузивные, тектонические).

Закон хронологической неполноты стратиграфических разрезов: сумма времен образования отдельных членов любой стратиграфической последовательности всегда меньше продолжительности периода между началом и концом ее формирования, основывается на непрерывности времени и дискретности геологических процессов. Этот закон связан с учением Ч. Дарвина о неполноте геологической летописи, в котором различается ряд моментов: стратиграфический — наличие перерывов, палеонтологический — возможности сохранения органического мира в ископаемом состоянии, седиментологический — особенности формирования различных отложений. Закон устанавливает неадекватность геохронологии и стратиграфии и определяет относительность и условность построений, в которых используется фактор геологического времени, выведенного на основе стратиграфии. Вместе с этим этот закон требует выработки критериев сопоставимости геохронологических и стратиграфических подразделений. При этом, вероятно, следует различать ряд аспектов проблемы: методы исследования и оценка перерывов, роль перекрытий в палеонтологической сукцессии как показатель непрерывности, формирование отложений разного типа и время.

В основе стратиграфии находится ряд принципов, определяющих как общие, так и частные методы исследований. Общестратиграфическими являются три: унитарности, транзитивности и диахронности стратонев. Первый требует от каждого стратиграфического подразделения единства и неделимости по определяющему признаку совокупности признаков. Суть второго сводится к тому, что, если стратон А моложе (больше) стратона В, а В моложе (больше) С, то А обязательно моложе (больше) С. Третий принцип утверждает возможность существования син- и асинхронных стратиграфических подразделений и допускает хронодуализм одного и того же подразделения. Использование этих принципов обеспечивает корректность стратиграфического расчленения и сопоставления. Принцип диахронности стратонев основывается на открытиях Ж. Сулави и В. Смита, обнаруживших, что разновозрастные слои содержат различную фауну; Н. А. Головкинского и И. Вальтера, установивших латеральную разновозрастность одного и того же слоя; А. Грессли, К. Прево, Э. Реневье, выявивших разный облик разновозрастных толщ и фациальный контроль палеонтологических остатков; Н. И. Андрусова и Т. Гексли, показавших возможность асинхронности однотипных комплексов фауны. Не

следует, однако, придавать «закону Вальтера — Головкинского», «принципу Грессли — Реневи», «концепции Гексли» значения самостоятельных и ведущих принципов стратиграфии, поскольку все они являются антитезой «принципа Жиро—Сулави». Существование перечисленных явлений определяет только хронодуализм стратиграфических подразделений.

Помимо общих принципов, отдельные стратиграфические направления используют частные принципы, определяющие специфику их исследований. Так, биостратиграфия основывается на принципе палеонтологической сукцессии или принципе Сулави—Смита, вытекающего из закона необратимости эволюции органического мира и утверждающего определенность последовательности в смене ископаемых организмов во времени; литостратиграфия основывается на принципе пространственной и временной дискретности геологических тел, являющемся следствием всеобщего закона конечности явлений и процессов; хроностратиграфия исходит из принципа непрерывности и линейности времени, обеспечивающего неразрывную последовательность хроностратиграфической шкалы; радиохронология основывается на признании равномерности преобразования изотопов, допускающей отсчет времени в общепринятых единицах; магнитостратиграфия берет начало от принципа устойчивости вектора первичной намагниченности пород, позволившего установить инверсии магнитного поля, и т. д.

Генетическая геология, исследующая способы образования геологических объектов, взаимовлияние и взаимообусловленность геологических факторов, основывается на законе униформизма, утверждающего неизменность управляющих геологическими процессами правил, идея которого была высказана Дж. Геттоном и оформлена Дж. Плейфером: «Посреди всех переворотов земного шара экономия природы остается без изменения, и ее законы только одни противостоят общему движению. Реки и скалы, моря и континенты изменялись во всех своих частях, но законы, управляющие этими изменениями, и правила, которым они подчинены, остаются неизменно одни и те же» [35]. Этот закон устанавливается однотипностью и постоянством физических и химических явлений и процессов. Действительно, вряд ли мыслимы принципиальные отличия в проявлении гравитации, магнетизма или известных форм движения материи на протяжении существования Земли как геологического тела.

Из закона униформизма следует принцип актуализма, сформулированный Ч. Лайелем в «Основах геологии» (1830—1833 гг.): «Силы, ныне действующие как на земной поверхности, так и под нею, могут быть тождественны по роду и степени с теми, которые в отдаленные эпохи производили геологические изменения». Концепция актуализма претворяется в одноименном методе — сравнение прошлого с настоящим. Критические высказывания в адрес униформизма, который часто неправильно отождествляют с актуализмом, обычно связаны с анализом положений, которые собственно в самом учении отсутствуют. Мнение о том, что унифор-

мизм и актуализм противоречат общему закону эволюции, является недоразумением. Униформизм утверждает неизменность законов и только законов, определяющих геологические процессы. Актуализм принимает единообразие процессов, характер результатов действия которых связан с конкретной обстановкой их проявления, определяемой общей эволюцией. Приписываемая актуализму ортодоксальность переноса явлений современности в прошлое также заблуждение. Использование концепции актуализма в значительной мере позволило установить наличие, характер и последовательность эволюционных преобразований литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы Земли.

Каждое направление генетической геологии основывается на своих специальных принципах. Так, генетическая литология использует два принципа: типоморфности генетических признаков и естественности сочетания фаций. Первый определяет методы индивидуальной фациальной диагностики и экспериментальной седиментологии, второй — всю систему фациально-палеогеографических исследований. Генетическая тектоника базируется на трех принципах. Принцип корректируемости мощностей и фаций с характером и темпом вертикальных движений земной коры, на котором основаны методы конседиментационных палеотектонических реконструкций. Согласно В. В. Белоусову (1954—1976 гг.) их три: «метод мощностей», «метод фаций» и «объемный метод». Принцип пульсационного развития, давший начало методам периодизации тектонической истории по несогласиям, фазам магматизма, формациям и геоморфологическим элементам. Принцип адекватности сочетаний морфологических элементов способу их образования, позволивший разработать методы анализа тектонических движений и механизмов формирования структуры земной коры, включая экспериментальную тектонику. Этот принцип отчасти смыкается с «законом подобия и деформации моделей» Ж. Гогеля [14]. Перечисленные принципы используются тектоникой вне зависимости от идейной приверженности той или иной геотектонической гипотезе.

В палеонтологии действует принцип единства онтогенеза и филогенеза, определяющий соответственно методы экологических и историко-палеонтологических исследований.

Методология учения о геологических формациях основывается на общей концепции закона эволюционного развития. Главными принципами учения являются паритетность, конформность и комплексность составляющих основу метода формационного анализа. Принцип паритетности определяет равные права всех вовлеченных в анализ сведений. Принцип конформности требует их согласованности и взаимоувязки. Принцип комплексности обуславливает максимальную всесторонность исследований и обеспечивает выводов фактами: заключения общего значения по неполным и разрозненным данным не могут быть сделаны.

Г Л А В А 3
ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ
В ФОРМАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Первостепенная роль литологических исследований в формационном анализе определяется тем обстоятельством, что они позволяют обозначить формацию как таковую. Перед литологией стоят несколько равнозначных задач, связанных с выделением и характеристикой формаций. Литолого-петрографические описания позволяют обособить естественные ассоциации пород или парагенерации — геологические тела, обладающие определенным набором пород, их количественным соотношением, сочетанием и распределением.

Парагенерации отображают вещественный состав и строение формаций. При их выделении особое место принадлежит количественным оценкам распределения литотипов по вертикали и на площади, точный учет распространения которых находит отражение в послойных разрезах. Теоретически число парагенераций может равняться числу сочетаний всех разновидностей осадочных и вулканогенных пород. Но в действительности при большом разнообразии сочетаний количественные соотношения в распределении пород существенно ограничивают возможности выделения парагенераций. В соответствии с систематикой горных пород могут быть выделены парагенерации терригенного, хемогенного, биогенного, вулканогенного и смешанных классов. Среди терригенных можно различать грубо-, средне- и мелкообломочные, соответственно насыщенные породами валунно-галечного, песчаного и алеврито-глинистого типов, а также смешанные, например, средне-мелкообломочную при близком соотношении песчаных и алеврито-глинистых пород. Парагенерации, выделенные по гранулометрическому составу, могут различаться по цвету пород, в связи с чем обособляются гомологичные ряды: красноцветный, сероцветный и т. д. В сущности, обособление парагенераций тесно переплетается с задачами литостратиграфии, когда разграничение идет по вертикали: отдельные интервалы разреза, представляющие те или иные парагенерации, вполне могут укладываться в границы свит, пачек или горизонтов. Однако пространственное ограничение парагенераций и стратиграфических подразделений принципиально различно, так как первые обычно имеют скользящие возрастные границы, отображающие смену признаков во всех направлениях, а вторые разделены поверхностями, следующими изохронным уровням.

По смыслу парагенерации соответствуют формациям американских геологов. Их представление о том, что формации по содержанию понятия эквивалентны нашим литостратиграфическим подразделениям (Б. М. Келлер, 1952 г.), не совсем верно. В основе выделения свит, пачек, слоев и т. д. лежат два принципа: литологические отличия по вертикали и хронологическая выдержанность.

на площади, допускающая существенные изменения состава и строения, что находит выражение в типах разрезов. При этом отдается предпочтение фактору одновозрастности. Выделение формаций (лучше сказать литоформаций) американскими геологами проводится исключительно по литологическим признакам, причем границы их не закреплены изохронными уровнями. Поэтому смысловым и терминологическим эквивалентом этих формаций должны быть парагенерации.

Литолого-фациальные исследования позволяют установить происхождение отложений и наметить их ассоциации по генетическим признакам — фации, макрофации, генетические комплексы. Эта задача намного сложнее первой и в зависимости от специфики природных объектов решается с разной полнотой и детальностью. Однако в любом случае она позволяет наметить иерархию формационных подразделений, например, комплекс морских отложений в целом не может быть подчинен комплексам литорали, сублиторали и т. д. Тогда как между грубообломочной (преимущественно конгломераты) и среднеобломочной (преимущественно песчаники) парагенерациями никакой естественной соподчиненности нет. В основе фациального анализа лежат хорошо разработанные приемы, позволяющие раскрыть различные стороны условий образования.

Развитие литологии продвинуло знания о генезисе древних отложений далеко вперед. В последние два десятилетия седиментологические исследования отложений различного возраста — от современных до докембрийских — проводились очень интенсивно и в глобальных масштабах с проникновением на и под океаническое дно. К сожалению, за потоком обширной высококачественной информации не поспевает процесс ее системного анализа и синтеза. Прежде всего это относится к проблеме типоморфности генетических признаков и их сочетаний, конвергентность и дивергентность которых подчас определяет условность заключений о генезисе отложений: их использование в каждом конкретном случае должно быть индивидуально через оценочные критерии и альтернативные подходы. Необходимо возможно шире использовать новые методы исследований и данные других областей науки: геохимии, электронной микроскопии, которые неожиданно предлагают объективные критерии при фациальной диагностике. И все же основными пока остаются традиционные методы, к которым в системе формационного анализа следует присовокупить различные количественно-статистические оценки состава пород, изменчивости текстурных признаков и т. д., позволяющие выявить общие и частные тенденции и их конкретное значение в разных местах: единичные и разнородные наблюдения нередко приводят к ложным выводам. Комплексный подход на количественной основе позволяет, большей частью, объективно реконструировать условия происхождения отложений.

Разобобщенные сведения о строении толщ и происхождении их отдельных элементов еще не позволяют ни ограничить формации,

ни дать их цельную характеристику, поэтому в системе формационных исследований обязательно изучение связей между парагенерациями и генотипами. Это, пожалуй, одна из главных задач первого этапа формационного анализа, которая позволяет не только обособить формационные тела и установить основные факторы их происхождения, но и проверить правильность самих литолого-фациальных исследований. Решается она с помощью детальных палеогеографических реконструкций для возможно большего числа последовательных эпох седиментации.

Стратиграфия в формационных исследованиях позволяет установить возраст, объем и положение формаций в разрезе. Развернутые литостратиграфические исследования иногда приближаются к формационным и все же не заменяют их. Стратиграфический анализ выясняет последовательность, возраст и строение в отдельных разрезах и коррелирует эти разрезы между собой. Формационный анализ, кроме того, дает представление о пространственном размещении комплексов, их взаимоотношении и взаимопереходах, условиях и процессах возникновения и, в конечном счете, причинах появления и исчезновения. Самое важное в стратиграфических исследованиях для формационного анализа является выяснение взаимоотношений геологических тел по вертикали и установление их стратиграфического объема. От правильного понимания соотношений в разрезе и точной корреляции зависит объективность обособления и размещения формационных элементов. Особенно это важно в регионах складчато-блокового строения, где толщи смяты, раздроблены, пространственно разобщены и частично уничтожены эрозией. Имеется много примеров инверсий в оценке возраста и корреляции геологических тел, перемещение которых по вертикали неизбежно приводило к изменению всех трактовок, созданных на основе анализа их пространственного положения.

Приемы стратиграфических исследований разработаны основательно. Все они используются в системе формационного анализа. Конечные цели стратиграфии — выяснение характера, последовательности и взаимоотношения пластующихся тел, реализуются в виде стратиграфических схем, представляющих вертикальный ряд геологических тел, расположенных в возрастной последовательности. Принято различать стратиграфические схемы нескольких рангов — местные, региональные, межрегиональные и т. д., что очень условно, так как размеры регионов, к которым относится та или иная схема, могут быть самыми различными.

Большие трудности кроются в природном многообразии стратифицированных объектов, для естественной систематики которых не могут быть применены формально количественные оценки и градации. Стратиграфические схемы отражают возрастные соотношения. Они могут быть представлены в виде конкретных послонных разрезов или системы абстрагированных элементов — серий, свит, пачек и т. д. Поскольку расчленять слоистые образования возможно по любым объективным признакам, количество равноправных стратиграфических схем для одного и того же комплекса может

быть очень большим. Этим стратиграфическое расчленение существенно отличается от формационного, основанного на литолого-генетическом аспекте. В идеальном виде принято различать лито-, хроностратиграфические шкалы. Однако в региональных работах эти различия, как правило, опускаются и литостратиграфические подразделения априорно считаются хроностратиграфическими. Между тем их границы могут совпадать или не совпадать, расходиться и даже пересекаться. Понски этих соотношений являются задачей формационных исследований, изучающих латеральные вариации. Большую роль при этом играет выявление общих закономерностей, обусловленных ходом развития седиментации, использование коррелятивных возможностей маркирующих горизонтов и биозон, связывающих разнотипные разрезы.

Общими свойствами всех региональных стратиграфических построений является их дискретность, искусственно фрагментирующая по горизонтали непрерывные комплексы. Распространение стратиграфических подразделений, выделенных в одном разрезе, на ту или иную площадь весьма условно и зависит от многих факторов, степень объективности которых стирает грань между условностью и заблуждением. Латеральная дискретность стратиграфических схем требует их корреляции, которая подразумевает операции трех типов: сопоставление схем, созданных на однотипной и на разнотипной основах, и сопоставление региональных схем с единым эталоном. При этом общей основой является возрастная синхронизация.

В геологической практике традиционно сложилась «ситуация предпочтения», в которой при корреляции ископаемые организмы неоправданно давят над прочими фактами и соображениями. Однако при детальных расчленениях и сопоставлениях ископаемые в значительной мере должны быть подчинены литостратиграфическим элементам по ряду причин. Главные из них — экологические влияния и довольно широкий хронологический диапазон существования видов, которые обуславливают значительную вертикальную дисперсию и создают зоны перекрытия и неопределенности. Эффект дисперсии и наложения, дополненный спорадичностью распространения местонахождений ископаемых, накладывает большие ограничения на использование биостратиграфического метода: большей частью допустимая точность расчленения и корреляция разрезов по органическим остаткам существенно меньше требуемых.

В формационных исследованиях основой пространственной корреляции являются литологические и фациальные факторы. Сопоставление проводится непосредственным прослеживанием, либо с помощью реконструкций фациально-палеографической зональности. Общей проблемой является увязка разных систем корреляций. Для изменчивых комплексов сложность ее обусловлена существованием множества стратиграфических схем узкотерриториального применения и существенной изменчивостью объема формационных подразделений. Единая корреляция возможна на основе синтети-

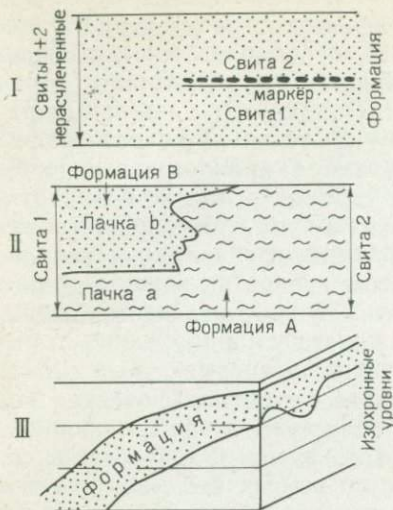


Рис. 4. Соотношения формационных и стратиграфических элементов

I — формация объединяет несколько стратиграфических подразделений; II — формация равна или составляет часть стратиграфического подразделения; III — формация — толща с асинхронными границами (общий случай)

формации, группы) коррелируются между собой по трем каналам: литолого-палеонтологическому — состав, строение, ископаемые; генетическому — происхождение и возрастному — относительно условно взятых изохрон. При этом каждая корреляция обеспечивается собственной системой доказательств или соображений.

Формационные схемы более соответствуют природным объектам, нежели стратиграфические. Показывая непрерывные пространственные соотношения, они позволяют преодолеть латеральную дискретность последних. Независимость корреляций в формационных схемах способствует их большей объективности и стабильности. Наиболее подвижные представления о возрасте и хронологическом объеме подразделений не влияют в них на физическую фактуру конкретных характеристик и соотношений. В практике региональных стратиграфических исследований, вероятно, настало время перейти на формационную основу. Необходимость этого диктуется также внедрением крупномасштабных геологосъемочных работ. С увеличением масштаба четко проявляется условность изохронности картируемых стратиграфических подразделений. Методический подход мелко- и среднемасштабного картирования, использующий показ разновозрастных комплексов, мало пригоден в крупномасштабном картировании. Эти карты по своему существу должны быть формационными, позволяющими устранить хроностратиграфическую идеализацию геологических карт. Соотношения между стратиграфическими и формационными подразделениями

ческих формационных схем, обозначающих синхронизацию формаций и их элементов. Стратиграфическая часть этих схем выражена стратоизохронными уровнями, которые выделяются в соответствии с региональными подразделениями. Другие подразделения могут быть приведены к каждому такому уровню по частям, полностью или в сумме. Объем стратоизохронного уровня может быть любым и зависит от детальности местных расчленений и достоверности их увязки между собой. В соседствующих областях границы стратоизохронных уровней проходят внутри однородных комплексов. Региональные стратиграфические исследования американской школы геологов, в сущности, основываются на этом подходе. Выделяемые в каждом разрезе пачки, свиты, серии (в их терминологии члены,

могут быть самыми различными. При устойчивости фашиально-литологических характеристик стратиграфических подразделений на большой площади они будут полностью соответствовать формационному телу. Эти случаи встречаются крайне редко и поэтому обычно практикуемые отождествления принципиально неверны. В большинстве же случаев формационные элементы имеют асинхронные границы (рис. 4).

Вопросы синхронизации — самые сложные в формационных исследованиях. Наиболее уверенная возрастная корреляция осуществляется с помощью маркёров, синхронность возникновения которых не вызывает сомнений. Такие маркёры обычно связаны с импульсивными геологически быстрыми процессами: вулканизм, землетрясения, инверсии магнитного поля, сезонные вариации стока и т. д.

Маломощные горизонты в монофашиальных комплексах обычно синхронны, по крайней мере, в пределах необходимой точности измерений. Символами региональной хроностратиграфии являются системы стратоизохронных уровней, которые представляются в виде непрерывной последовательности абстрактных стратиграфических подразделений, условно соответствующих хронологическим интервалам. Взаимосвязка систем региональной хроностратиграфии осуществляется через общий эталон единой стратиграфической шкалы с помощью палеонтологического метода. Следует сказать, что в проблеме возрастной идентификации пока еще совершенно не разработаны критерии оценки стратиграфической непрерывности формационных элементов.

РАЗДЕЛ II

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА

Западная часть Центрального Казахстана представляет собой благоприятный объект для формационного анализа прежде всего благодаря разнообразию слагающих ее образований. Исключительная обнаженность и доступность позволяют однозначно решать многие вопросы геологии. Регион хорошо изучен в процессе геологосъемочных и тематических работ. Вместе с этим ряд крупных проблем остается пока нерешенным и среди них такая, как формационное расчленение палеозоя. Между тем на основе формационной характеристики образования региона считаются классическими каледонидами, а его герцинский комплекс представляется, по общему мнению, орогенный этап их развития. Однако детальная историческая периодизация этого этапа, которая показала бы его существо и место в общей эволюции, разработана и обоснована пока недостаточно. Таким образом, на основе материала среднего и верхнего палеозоя региона, с одной стороны, следует провести полный формационный анализ и показать его методическую основу, а с другой — продемонстрировать его необходимость и результативность в рашифровке различных вопросов геологии. В данном разделе на конкретном примере демонстрируется первая стадия формационного анализа — выделение и характеристика формаций.

Поскольку средний и верхний палеозой региона представлены преимущественно осадочными комплексами, общая система формационного анализа демонстрируется в основном на их примере. Формационная характеристика вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов дана в едином ключе с осадочными. Однако их более слабая изученность, к сожалению, пока не дает возможности предложить эту характеристику на таком же уровне. Детальная петрогенетическая диагностика вулканических образований региона на основе общеизвестных методов пока очень фрагментарна. И развернуть ее в самостоятельную систему формационных элементов пока не представляется возможным. Неясная представительность и слабая изученность вулканоплутонических ассоциаций региона позволила затронуть этот вопрос только в самом общем виде. Проблема скрупулезного генетического анализа вулканических комплексов — дело будущих исследований.

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА

При изучении среднего и верхнего палеозоя региона исторически сложилось так, что стратиграфические представления создавались в значительной мере вне связи с формационными. Эта обусловленность, мало влиявшая на расчленение отдельных разрезов, во многих случаях приводила к существенным неточностям при их сопоставлении. Опережающая и независимая роль стратиграфических исследований в конечном счете привела к тому, что в настоящее время в употреблении прочно утвердились стратиграфические подразделения, в то время как формационными пользуются очень ограниченно. Однако с накоплением новых материалов и с расширением исследований все больше выясняется, что многие якобы изохронные комплексы имеют резко и существенно скользящие возрастные границы, чрезвычайно неустойчивую литолого-фациальную характеристику и, по существу, в одних случаях распадаются на ряд самостоятельных формационных тел, в других — напротив, в формационном отношении могут быть объединены. Поэтому для общего понимания описание формаций — единых вещественно-генетических элементов предваряется рассмотрением стратиграфии в традиционном стиле, где отдельные подразделения выступают прежде всего в качестве комплексов единых в возрастном отношении. Конкретное соотношение всех выделенных стратиграфических и формационных подразделений показано на рис. 5, 6, 22. Связующим звеном между формационными и стратиграфическими элементами разных рангов является система стратозохронных уровней. Подобные корреляции — непрменный атрибут формационных исследований и без них сейчас, когда повсеместно созданы стратиграфические схемы, в сущности, не обойтись. Нередко практикуемая полная идентификация стратиграфических подразделений близкого уровня обычно приводит к существенному искажению действительных латеральных соотношений. Предлагаемая общая стратиграфическая схема среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана дает современную взаимосвязку местных подразделений, их положение в общей шкале и определяет занимаемые возрастные интервалы. Тем самым она является основой анализа соотношений и вариаций стратиграфических объемов формационных элементов разного ранга. Однако надо иметь в виду, что большая часть новых положений схемы как раз и является результатом комплексного формационного анализа.

В главе учтены все имеющиеся в настоящее время сведения, но она не преследует целей исторического анализа. Длительный процесс развития взглядов привел к тому, что необходимые результаты всех предшествующих работ были ассимилированы, дополнены или переработаны последующими исследованиями, и, тем самым, они так или иначе вошли в каркас современной стратиграфии.

ческой схемы. Выделение и первое изучение средне-верхнепалеозойских пород произошло в конце прошлого — первой четверти нашего столетия. Последующее углубление и расширение знаний определялось работами периода до начала 50-х годов. Существенные детализации и уточнение представлений оказались возможными в 50-е годы при проведении геологических съемок среднего масштаба. Этап современного изучения стратиграфии рассматриваемых отложений начался в 60-е годы. Среди исследователей, внесших неоценимый вклад в изучение стратиграфии, необходимо назвать А. К. Мейстера, П. И. Степанова, А. А. Краснопольского, А. А. Козырева, М. М. Пригоровского, С. Болла, И. С. Яговкина, Г. И. Водорезова, С. М. Андронova, Н. Ф. Балуховского, В. Ф. Беспалова, М. С. Быкова, Д. В. Наливкина, Д. И. Яковлева, П. Л. Меркулова, А. Е. Репкину, В. Н. Крестовникова, С. Е. Колотухину, Н. А. Штрейса, Н. Г. Маркову, А. В. Волина, М. И. Александрову, Б. И. Борсука, Н. А. Афоничева, Н. Л. Бубличенко, А. С. Кумпана, Г. А. Стукалину, А. М. Садыкова, А. А. Клубова, Б. М. Келлера, С. М. Бандалетова, М. А. Сенкевич, В. М. Шужанова, Л. Г. Никитину, Т. Б. Рукавишникову, Л. И. Каплун, С. Г. Токмачеву, С. Б. Бакирова, О. Л. Эйнора, М. В. Вдовенко, Г. Г. Аксенову, Ю. В. Дмитровского, С. Б. Мамутову. Особенно большую роль сыграли работы сотрудников Казахстанской экспедиции МГУ Н. В. Литвинович, М. В. Мартыновой, В. Г. Тихомирова, А. Л. Юриной, Н. П. Четвериковой, Ю. А. Зайцева, О. А. Мазаровича, М. Н. Щербаковой, Э. М. Великовской, В. А. Голубовского, В. Н. Завражнова, О. В. Минервина, Г. Т. Ушатинской, Н. А. Чельцовой и др.

Средний палеозой

Средний палеозой региона может быть подразделен на три комплекса, охватывающих: верхний ордовик — средний девон, средний — верхний девон, верхний девон — нижний карбон. Каждый комплекс, будучи насыщен разнообразными накоплениями, обуславливающими чрезвычайную пестроту формационной характеристики, охватывает единый хроностратиграфический интервал. На значительных площадях они залегают трансгрессивно и с крупным несогласием. Внутри комплексов несогласия отсутствуют, либо имеют локальное проявление. Методической основой точной хронологической корреляции комплексов, как и всех составляющих их более мелких стратиграфических подразделений, является увязка разрезов по маркирующим горизонтам, символизирующим синхронность и относительную непродолжительность интервалов их формирования.

Верхний ордовик — средний девон

Широким распространением этот комплекс пользуется на Сарысу-Тенизском водоразделе и в Западном Прибалхашье. На Са-

рысу-Тенизском водоразделе в нем различаются две литологически отличные толщи: нижняя — преимущественно осадочная (чегоминская и ее аналог кызылтавская свиты) и верхняя — осадочно-вулканогенная (талдымесская свита).

Чегоминская свита представлена зелеными, серыми, реже бурыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами и аргиллитами. На разных уровнях встречаются тонкие прослоны известняков и линзы кислых туфов и порфиритов. Свите свойственна резкая фациальная изменчивость. В юго-восточной части Сарысу-Тенизского водораздела (р. Акмая, оз. Мейшкейсор) свита имеет двучленное строение: нижняя ее часть сложена кремнистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, верхняя — пудинговыми песчаниками и конгломератами. На востоке водораздела свита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами известняков. В центре водораздела (сопки Карабатыр и Торткудук) она подразделяется на четыре пачки (снизу): нижняя песчаниковая, нижняя конгломератовая, верхняя песчаниковая и верхняя конгломератовая. В верховьях рек Жаман-Кон и Канкарасу чегоминская свита может быть разделена на две части — нижнюю, представленную в основном сероцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и гравелитами, и верхнюю, сложенную пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. От верховьев сая Сарыбулак до совхоза Талдысайский чегоминская свита подразделяется на две части: нижнюю — конгломерат-песчаниковую и верхнюю, сложенную песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Изменчивое строение чегоминской свиты не позволяет выделить на всей площади ее распространения единых картируемых пачек, однако она не затушевывает общих закономерностей строения, которые заключаются в следующем: для нижней части свиты в целом характерно распространение конгломератов на западе и северо-западе района и тонкообломочных пород — на востоке и юго-востоке; напротив, ее верхняя половина сложена грубообломочными породами на юге и востоке территории и тонкозернистыми на северо-западе. Взаимоотношение чегоминской свиты с нижележащими отложениями в разных частях региона различно: на востоке и юго-востоке Сарысу-Тенизского водораздела она постепенно сменяет по разрезу отложения верхнего ордовика; на северо-западе территории она с несогласием перекрывает образования докембрия — нижнего палеозоя. К югу от г. Кужал зафиксирован наименьший стратиграфический интервал несогласия: здесь базальные конгломераты свиты с азимутальным несогласием срезают разные горизонты карабатырской свиты.

Чегоминская свита включает в себя ряд стратиграфических подразделений, считавшихся разновозрастными. Хронологическая эквивалентность отложений, причислявшихся только к нижнему девону или только к силуру, была установлена последовательным послойным описанием и сопоставлением многочисленных разрезов, среди которых были обнаружены литостратиграфические двойники,

относившиеся в одних случаях к девону, а в других — к силуру. Этими исследованиями была выявлена также рассмотренная фациальная зональность, недоучет которой вместе с недоучетом экологических влияний привел к тому, что территориально разобщенные фациально различные разрезы принимались за стратиграфически самостоятельные. Кроме того, в ряде мест среди отложений, относимых предшественниками к нижнему девону, были обнаружены органические остатки силура. Наконец, было установлено, что те и другие связаны постепенным переходом с вышележащей талдымесской свитой.

Кызылтавская свита распространена в г. Кызылтау (Эскулы) и представлена внизу толщей бурых конгломератов и песчаников, а выше толщей пестроцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов с линзами гравелитов и конгломератов. Базальные горизонты свиты несогласно перекрывают образования докембрия и нижнего палеозоя.

Талдымесская свита расположена непосредственно выше чегоминской и кызылтавской свит. Сложена она осадочными и вулканогенными породами — пестроцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами, туфами и лавами кислого, реже среднего и основного состава. Соотношение этих пород на площади сильно меняется: на востоке и юге Сарысу-Тенизского водораздела преобладают вулканогенные породы с линзами туфоконгломератов и конгломератов; на западе повышается роль вулканогенно-осадочных пород и осадочных пород, резко преобладающих за линией свхоз Талдысайский — г. Кызымшек — г. Кужал. На площади от руч. Талдысай до гор Канкарасу и Иттарка в низах свиты прослежен горизонт с остатками флоры раннего девона. В г. Кызылтау (Эскулы) к талдымесской свите относятся самые верхи разреза, начинающиеся вулканическими туфами кислого состава.

Взаимоотношение талдымесской свиты с нижележащими различно. На востоке Сарысу-Тенизского водораздела она связана с чегоминской постепенным переходом, который выражается во взаимном проникновении однотипных пород из одной свиты в другую, а также в повсеместно структурно согласном их залегании. Между кызылтавской и талдымесской свитами также существует тесная связь. На северо-западе территории свита с несогласием перекрывает кембрий, раннепалеозойские гранитоиды и верхи чегоминской свиты. Таким образом, в соотношении талдымесской свиты с более древними образованиями наблюдаются те же закономерности, что и для чегоминской.

Талдымесская свита объединяет ряд стратиграфических подразделений, ранее выделявшихся в качестве разновозрастных — ранне- и среднедевонских [36]. При ее выделении были использованы те же методические приемы, что и при обособлении чегоминской свиты, основным из которых оказалось геологическое картирование и прослеживание маркирующих горизонтов: в основании всех разрезов талдымесской свиты находится маломощный гори-

зонт кварцевых известковистых песчаников с остатками раннедевонской флоры.

Хорошо изучены силурийские и девонские отложения в Западном Прибалхашье (Н. А. Штрейс, С. Е. Колотухина, 1948 г.; М. И. Александрова, Б. И. Борсук, 1955 г.; Б. М. Келлер, 1960 г.; Н. Г. Маркова, 1961 г.; М. А. Сенкевич, 1964 г.; С. Г. Токмачева, 1973 г. и др.). К нижнему комплексу среднего палеозоя здесь следует относить нижнесилурийские отложения, коктаскую и карасайскую свиты, а также стратиграфические аналоги двух последних — ниже- и верхнекасымскую свиты. В строении комплекса отмечается зональность.

Нижнесилурийские отложения в Западно-Прибалхашской зоне характеризуются двумя типами разрезов. Первый (ур. Шолпан) представлен сероцветными конгломератами и песчаниками, которые венчаются андезитовыми порфиритами, туфами и туфоконгломератами. Второй тип (ст. Мын-Арал) в основании сложен конгломератами с линзами известняков, выше переслаивающимися с кремнистыми сланцами, дацитовыми порфиритами и песчаниками. Выше следуют диабазовые и андезитовые порфириты, туфы среднего и кислого состава, туффиты, туфопесчаники и туфоконгломераты. На Чу-Балхашском водоразделе отложения нижнего силура представлены внизу зелеными песчаниками с прослоями алевролитов, известняков и кислых туфов (саламатская свита), а выше красноцветными конгломератами, песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами и известняками (койчинская свита).

Коктаская свита в нижней части сложена конгломератами с линзами песчаников, гравелитов и известняков. Под конгломератами в едином с ними структурном плане местами прослеживаются известняки акканского горизонта, которые на других участках являются синхронными части конгломератов, насыщенных их галькой. Верхняя часть свиты состоит из андезитовых и дацитовых порфиритов, средних и кислых туфов, красноцветных туфопесчаников. На Чу-Балхашском водоразделе коктаская свита имеет трехчленное строение: нижняя часть — конгломераты, средняя — диабазовые и андезитовые порфириты с прослоями пестроцветных песчаников, верхняя — красноцветные песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов. Коктаская свита залегает с несогласием на отложениях карадокского яруса. Нижнекасымская свита бурых конгломератов и песчаников с линзами порфиритов распространена только в Кишкенесорской зоне.

Карасайская свита в Западно-Прибалхашской зоне в основании сложена липаритовыми порфирами, лавобрекчиями и туфами, вверху — красноцветными конгломератами, песчаниками с линзами кислых туфов, игнимбритов и андезитовых порфиритов. В районе залива Ак-Керме вулканическая часть разреза полностью замещается осадочной. На Чу-Балхашском водоразделе свита имеет два типа разреза. Вулканогенный тип тяготеет к зонам разломов. Внизу он сложен кислыми лавами и туфами, а вверху — андезитовыми порфиритами, лавобрекчиями и фельзитами с горизонтами

конгломератов. Туфогенно-терригенный тип представлен конгломератами, песчаниками и туфопесчаниками с горизонтами игнибригов. Вверху преобладают конгломераты и появляются андезито-базальтовые порфириды. На Чуйском массиве карасайская свита сложена лавами и туфами основного, среднего и кислого состава с горизонтами пестроцветных конгломератов и песчаников. В верхах свиты преобладают вулканогенные породы среднего и основного состава. Свита с несогласием перекрывает отложения докембрия, нижнего палеозоя и коктаасской свиты. Верхнекасымская свита Кишкенесорской зоны по набору, облику пород, характеру строения сходна с туфогенно-терригенным типом разреза Чу-Балхашской зоны. Ее соотношение с нижнекасымской свитой требует уточнения.

В Атасуйском районе средний палеозой начинается мунглинской свитой андезито-базальтовых порфиритов и их туфов с прослоями песчаников и кремнистых алевролитов, залегающей несогласно на толще зеленых песчаников и алевролитов условно нижнего палеозоя [36]. Возраст свиты не ясен: скорее всего, она отвечает нижнему — среднему девону. Ее низы, возможно, принадлежат силуру.

Средний — верхний девон

Самостоятельное значение этого комплекса было показано В. Г. Тихомировым (1954 г.), который выделял его на Сарысу-Тенизском водоразделе под наименованием «жаксыконская серия». Детально она описана О. А. Мазаровичем и др. (1966—1971 гг.), когда были внесены существенные уточнения в понимание строения серии в целом и особенно ее верхней части.

В центральной зоне водораздела рассматриваемый комплекс подразделяется на три свиты: нижняя — булумбайская, средняя — сарыадырская и верхняя — кумадырская.

Булумбайская свита сложена андезито-базальтовыми порфиридами с прослоями песчаников, гравелитов, конгломератов. На отложениях талдымесской свиты она залегает согласно. На юго-востоке водораздела в основании появляется маркирующая пачка — толща кристаллокластических туфов типа автомагматических брекчий и вместе с этим в подошве свиты отчетливо проявлено несогласие. В районе гор Кужал-Торткудук кристаллотуфы с азимутальным несогласием перекрывают различные части талдымесской, чегоминской и карабатырской свит. Сарыадырская свита образована зелеными, серыми и бурыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. В основании устойчиво прослеживается горизонт конгломератов. В средней части присутствуют прослои темно-серых известняков. На подстилающих отложениях свита располагается согласно. Кумадырская свита представлена красноцветными песчаниками, конгломератами, гравелитами. Местами в ней обнаруживаются линзы туфопесчаников и туфогравелитов. На сарыадырской она залегает согласно: во многих разрезах в низах кума-

дырской свиты наблюдается переслаивание с красно-бурыми конгломератами сероцветных пород, свойственных сарыадырской свите.

На юге водораздела выше бумбайской свиты несогласно располагается преддайринская толща, представленная красноцветными туфоконгломератами, конгломератами, дацитовыми и андезитодацитовыми порфиритами, флюидальными липаритовыми порфирами. Стратиграфический объем толщи не ясен, так как она также несогласно перекрывается дайринской толщей. Близость структурных планов обеих толщ определяет их взаимное тяготение: в тех местах, где они встречаются вместе, несогласие в основании преддайринской толщи намного значительнее, чем в подошве дайринской.

В восточных частях Сарысу-Тенизского водораздела рассматриваемый комплекс представлен большей частью вулканогенными породами. Нижняя часть комплекса представлена вулканогенно-осадочной толщей, в составе которой присутствуют зеленовато-серые туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты и туфоконгломераты с линзами лав и туфов кислого состава и прослоями зеленых песчаников, алевролитов, аргиллитов и темно-серых кремнистых известняков. Местами в толще преобладают вулканогенные породы: спекшиеся туфы, игнимбриты, липаритовые и трахилипаритовые порфиры. В нижних частях этих разрезов нередко присутствуют покровы андезитовых, базальтовых и дацитовых порфиритов. В основании вулканогенно-осадочной толщи расположена пачка толща кристаллокластических туфов типа автомагматических брекчий. На отложениях талдымесской свиты толща залегает согласно.

Верхняя часть среднего комплекса представлена вулканогенной толщей, в которой выделяется множество стратиграфических подразделений местного значения. При этом каждое из них соответствует линзе или набору линз пород однородного состава. Вулканогенная толща может рассматриваться как стратиграфический эквивалент кумадырской свиты. На отложениях вулканогенно-осадочной толщи вулканогенная располагается либо согласно, либо с небольшим несогласием.

В Атасуйском районе среднему комплексу принадлежит угзтауская свита, вулканогенная осадочная и осадочная толща (И. Б. Филиппова, М. Н. Щербакова, 1960 г.).

Угзтауская свита сложена пирокластическими и эффузивными породами кислого состава, которые во многих разрезах могут быть разделены на две толщи: туфогенную, образованную кристаллокластическими туфами дацито-липаритового и липаритового состава типа автомагматических брекчий, и вулканогенную, представленную пестрым набором пород дацит-липаритового ряда. Вулканогенно-осадочная толща сложена пестроцветными песчаниками, алевролитами, конгломератами и туфоконгломератами, кислыми туфами и дацитовыми порфиритами. В основании толщи присутствует пачка зеленых алевролитов с кремнями. Осадочная толща представлена красноцветными песчаниками, гравелитами, конгло-

мератами с прослоями туфопесчаников и кислых туфов. В Атасуйском районе наиболее существенны несогласия в основании угузтауской свиты и осадочной толщи.

В Чуйской зоне Западного Прибалхашья комплекс среднего — верхнего девона подразделяется на (снизу вверх): курманчитинскую свиты, терригенную пестроцветную толщу и сарыкамыскую свиты [36]. Курманчитинская свита представлена вулканогенными породами основного состава и разнообразными песчаниками. Терригенная толща сложена пестроцветными песчаниками и конгломератами с прослоями известняков. Сарыкамысская свита состоит из красноцветных конгломератов, гравелитов и песчаников. В Кишкенисорской зоне комплекс представлен толщей красноцветных песчаников и конгломератов, ограниченной несогласием. В Чу-Балхашской зоне в составе комплекса различаются три свиты. Шолакская свита представлена чередующимися андезитовыми порфиритами и конгломератами. Лежащая выше курганшолакская свита образована андезито-базальтовыми порфиритами, заключающими линзы конгломератов, песчаников и известняков. Жингельдинская свита сложена преимущественно красноцветными песчаниками. В Западно-Прибалхашской зоне среднему комплексу принадлежит жастарская свита, представленная в нижней половине андезитовыми порфиритами с прослоями красноцветных терригенных пород и дацитовыми и липаритовыми туфами и игнибритами — в верхней. Взаимоотношения комплекса с нижележащими отложениями в Западном Прибалхашье трактуется как несогласное. Однако нам представляется, что в отдельных местах они могут быть согласными. Крупные несогласия отмечаются в подошве сарыкамысской и жингельдинской свит. Общие черты строения среднего комплекса позволяют уверенно коррелировать его разрезы с разрезами Сарысу-Тенизского водораздела. К ним относятся: наличие в нижней части вулканитов основного состава, присутствие в средней части пестроцветной терригенной толщи с прослоями известняков и красноцветной грубообломочной толщи в верхах.

На крайнем западе Центрального Казахстана средне-верхнедевонский комплекс обособляется очень уверенно, поскольку он повсеместно залегает несогласно на образованиях докембрия и нижнего палеозоя. К югу от гор Аиртау в нем выделяются две свиты: кыштавская и аиртавская. Первая сложена пестроцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами с линзами валунных конгломератов, эффузивов и пирокластов среднего и кислого состава в базальных горизонтах. В составе аиртавской свиты преобладают красноцветные гравелиты, конгломераты, песчаники и алевролиты. В горах Кыштау комплекс представлен изменчивой, но единой толщей терригенных пород — пестроцветных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Выделение кыштавской и аиртавской свит здесь невозможно, так как широко распространенные на юге гор по всему разрезу конгломераты в северном направлении замещаются песчаниками и алевролитами.

К северу от гор Улутау средний комплекс подразделяется на четыре толщи (снизу вверх): 1) сероцветных песчаников и конгломератов, 2) вишневых песчаников, 3) мергелей и известковых алевролитов, 4) серых песчаников. Перечисленные толщи на запад и восток претерпевают замещения: сероцветные породы уступают место красноцветным, исчезают известняки, мергели и грубообломочные породы. Все они стратиграфически являются аналогами кыштавской свиты. На юге Тенизской впадины комплекс представлен толщей красноцветных песчаников, гравелитов, конгломератов, заключающей линзы сероцветных пород. Стратиграфический объем толщи изменчив за счет скользящей верхней границы. На севере впадины толща приобретает специфичный облик, благодаря однообразному аркозовому составу ее пород — гравелитов и песчаников. В Тенизской впадине в низах комплекса местами выделяется толща андезито-базальтовых порфиритов. В пределах Кокчетавского поднятия средний комплекс представлен двумя толщами. Нижняя толща красноцветных лав и туфов кислого состава распространена спорадически. Верхняя представлена красноцветными конгломератами и песчаниками с линзами порфиритов в основании толщи. Ее базальные горизонты трансгрессивно перекрывают все более древние образования. На р. Тасты комплекс подразделяется на вулканогенную толщу кислых лав, туфов, лаво- и туфоконгломератов и осадочную толщу, представленную на востоке красно-бурыми гравелитами и конгломератами, а на западе — пестроцветными гравелитами, песчаниками, алевролитами с линзами конгломератов. В основании толщи находится пачка зеленых песчаников, алевролитов и кремнистых аргиллитов.

К югу от пос. Байконур описываемый комплекс подразделяется на две толщи — сероцветных и красноцветных песчаников. Этот тип похож на строение комплекса в области Большого Каратау, где ему принадлежат коштогойская и тюлькубашская свиты [42]. Коштогойская свита представлена пестроцветными песчаниками с линзами конгломератов. Верхняя часть свиты сложена более грубозернистыми разностями пород. Тюлькубашская свита сложена красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В нижней части распространены конгломераты.

Верхний девон — нижний карбон

В основании комплекс представлен терригенными, реже вулканогенными образованиями, которые вверх сменяются карбонатными. Эта смена в разных частях территории происходит на разном уровне, захватывая интервал от низов фаменского до верхов намюрского яруса. Комплексу в целом и отдельным его частям свойственно трансгрессивное залегание: он располагается с несогласием на всех более древних образованиях и только местами связан со средним комплексом постепенным переходом. На большей части территории в его основании обособливается дайринская толща красноцветных терригенных пород, обычно начинающаяся

базальными валунными конгломератами. Вверх по разрезу грубообломочные породы сменяются мелкообломочными: песчаниками, алевролитами, аргиллитами. В самых верхах присутствуют прослой мергелей и известняков. В полосе выходов от р. Белеуты до г. Кокчетау в основании комплекса расположена кокчетавская свита андезитовых и трахиандезитовых порфиристов, агломератов и туфов. На Эскулинском куполе в основании комплекса выделяются джездинская и уйтасская свиты. Джездинская свита сложена бурыми гравелитами, конгломератами с линзами песчаников и алевролитов. Свита лежит несогласно на образованиях докембрия, нижнего палеозоя и нижнего девона. К северу от купола между нею и аиртавской свитой установлен постепенный переход. Уйтасская свита сложена красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями мергелей и известняков в верхах. В основании свиты находится маркирующий горизонт песчаников, обогащенных гидроокислами железа и марганца, и пластовые залежи железо-марганцевых руд. Уйтасская свита залегает трансгрессивно. С вышележащими отложениями карбонатного комплекса она связана постепенным переходом. В Западном Прибалхашье низы верхнего комплекса представлены красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, лежащими несогласно на различных древних отложениях. Местами они тесно связаны со средним комплексом. На Кокчетавском и Карсакпайском поднятиях, в Малом Каратау в основании комплекса находится пачка красноцветных конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов изменчивого стратиграфического объема. Иногда она обозначается собственными наименованиями: уйтасская свита — на Карсакпайском поднятии, спасская свита — по северному борту Тенизской впадины. В Большом Каратау верхний комплекс начинается корпешской свитой пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов, связанной постепенными переходами с выше- и нижележащими отложениями.

Стратиграфия венчающих разрез среднего палеозоя морских отложений фаменского яруса и нижнего карбона разработана хорошо (Д. В. Наливкин, 1937 г.; Н. В. Литвинович, 1954—1977 гг.; М. В. Мартынова, 1955—1973 гг.; О. Л. Эйно́р, М. В. Вдовенко, 1963 г.) [7, 8, 24, 36, 42]. Выявленные в последние годы новые черты их фациальной зональности, естественно, обуславливают возможность выделения тех или иных подразделений в разных районах, однако они не нарушают устоявшихся стратиграфических представлений и поэтому рассмотрены при описании формаций. Выделяемые по биостратиграфическим признакам горизонты и их части далеко не всегда имеют литологические отличия и поэтому в формационном отношении представляют единое целое. Существенная латеральная изменчивость определяет значительное несоответствие границ формационных тел и стратиграфических подразделений.

Корреляция и возраст стратиграфических подразделений

Для верхнего карбонатно-терригенного комплекса среднего палеозоя существует довольно надежная корреляция стратиграфических подразделений, обособляемых на основании фаунистических различий. Иная картина наблюдается в более низких частях разреза. Фациальная изменчивость, отсутствие общерегиональных маркирующих горизонтов, скользящий характер границ по вертикали и большое количество несогласий различного ранга определяют известную трудность сопоставления выделяемых в отдельных регионах стратиграфических подразделений, приведенных на рис. 5. В настоящее время имеется ряд сопоставлений частных стратиграфических схем, которые либо схематичны, либо содержат существенные неточности и поэтому не могут быть приняты. Предлагаемая нами корреляция основывается на оценке максимального комплекса признаков и закономерностях строения толщ, обусловленных ходом исторического развития региона, на крупномасштабном геологическом картировании, детальных литолого-фациальных исследований и анализе коррелятивных возможностей ископаемых организмов. Корреляция показала разнообъемность многих подразделений, считавшихся ранее стратиграфически эквивалентными. Общая детальность расчленения позволяет наметить в среднем палеозое пятнадцать стратиграфических уровней, из которых семь приходятся на докарбонатную часть разреза. Наиболее устойчивой изохронной границей общерегионального значения здесь является подошва уровня 4, проходящая в основании жаксыконской серии. На востоке территории изохронно выдержанным является основание уровня 3 по подошве талдымесской свиты. На значительных площадях выдержана однородность нижнего ограничения уровня 7, совпадающего с основанием дайринской толщи. Прочие границы всех уровней совпадают с границами местных стратиграфических подразделений только в отдельных районах. В соседних областях они проходят внутри однообразных комплексов.

Суммируя сведения об ископаемых остатках, можно сказать, что чегоминская и кызылтавская свиты относятся к верхам ордовика — низам девона. Коктасская и нижнекасымская свиты принадлежат верхнему силуру — нижнему девону. Талдымесская свита и ее аналоги принадлежат нижнему — среднему девону. Нижняя часть жаксыконской серии (булумбайская и сарыадырская свиты) относится к среднему девону. Верхняя часть жаксыконской серии (кумадырская свита + местами аналоги дайринской толщи) относится частично к среднему и в основном к верхнему девону. Обособленная дайринская толща и аналоги ее частей — кокчетавская, джездинская и уйтасская свиты, несомненно, принадлежат верхнему девону. Уйтасская свита нередко отождествляется с нижнефаменским ярусом. Более детальная и точная оценка возраста в настоящее время вряд ли возможна. В карбонатно-терригенной части среднего палеозоя изохронные уровни выделяются в со-

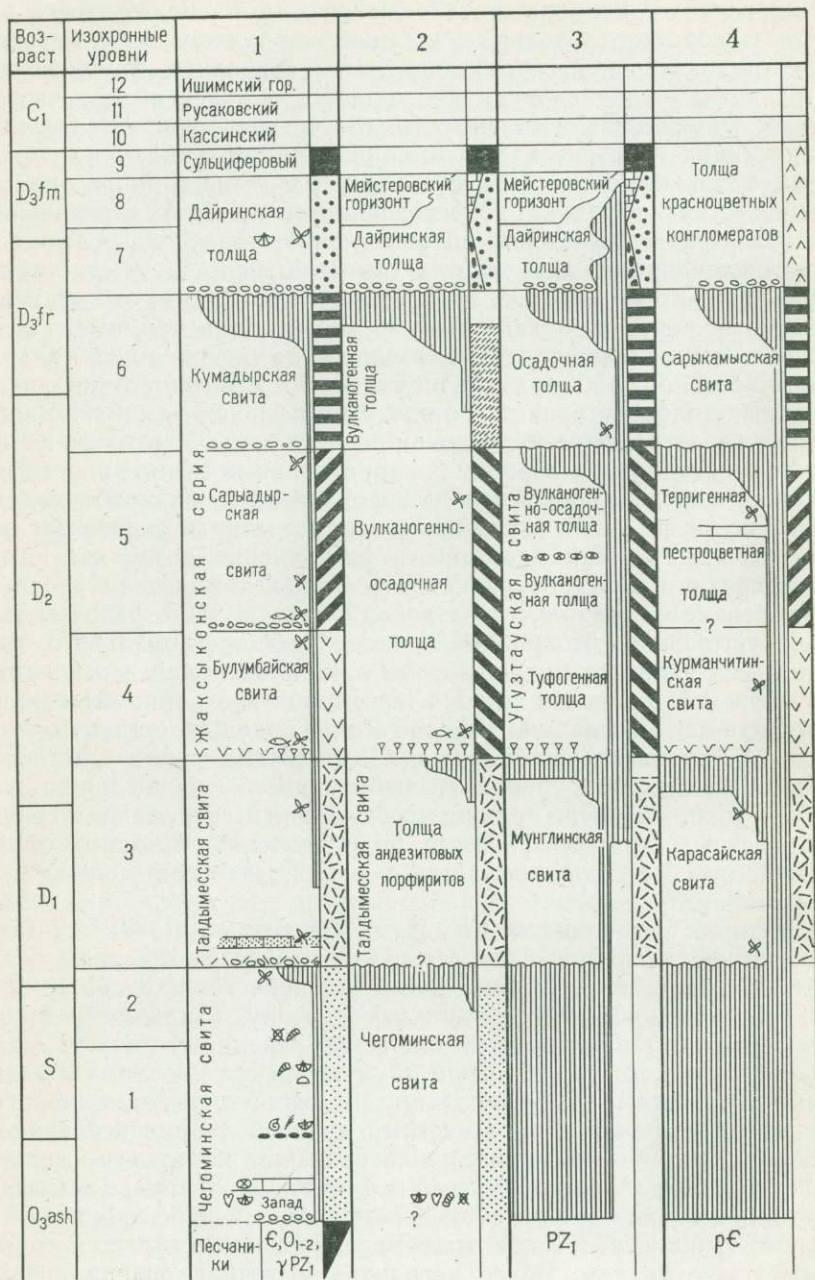
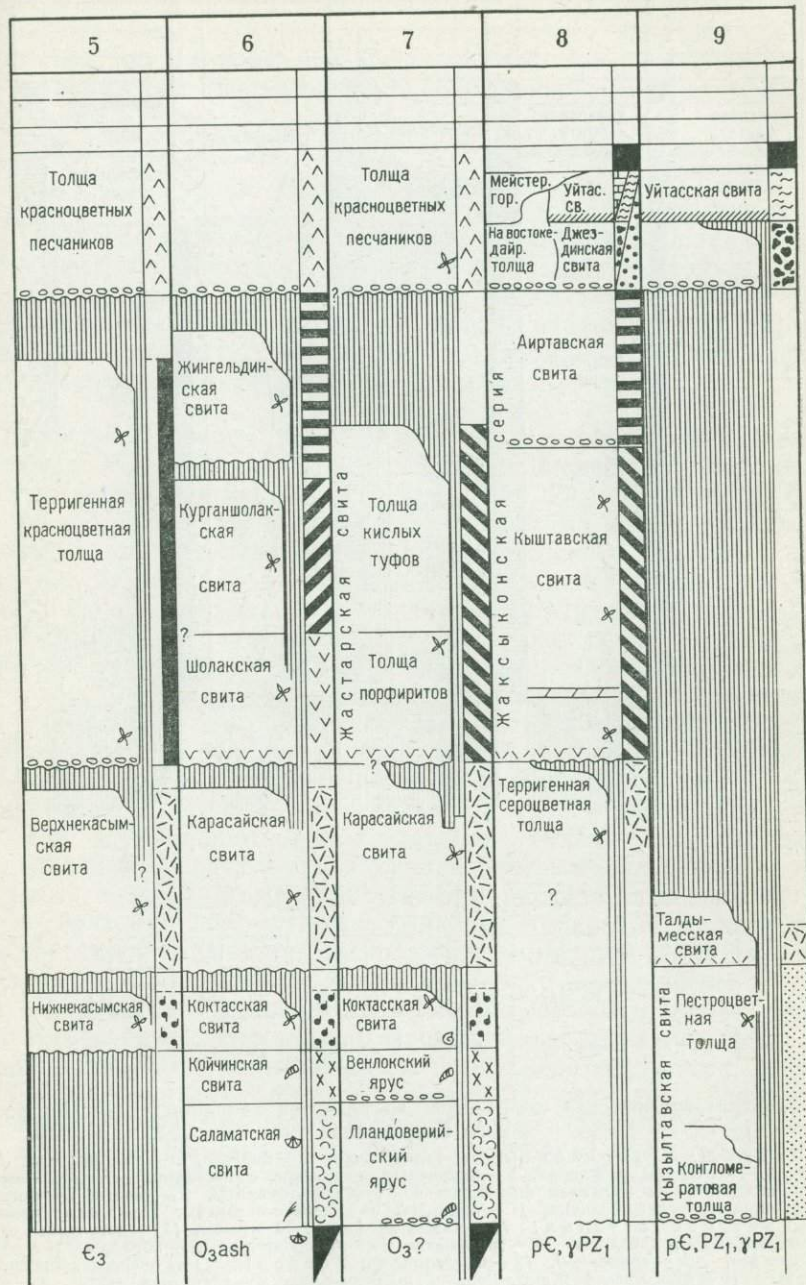


Рис. 5. (См. продолжение)



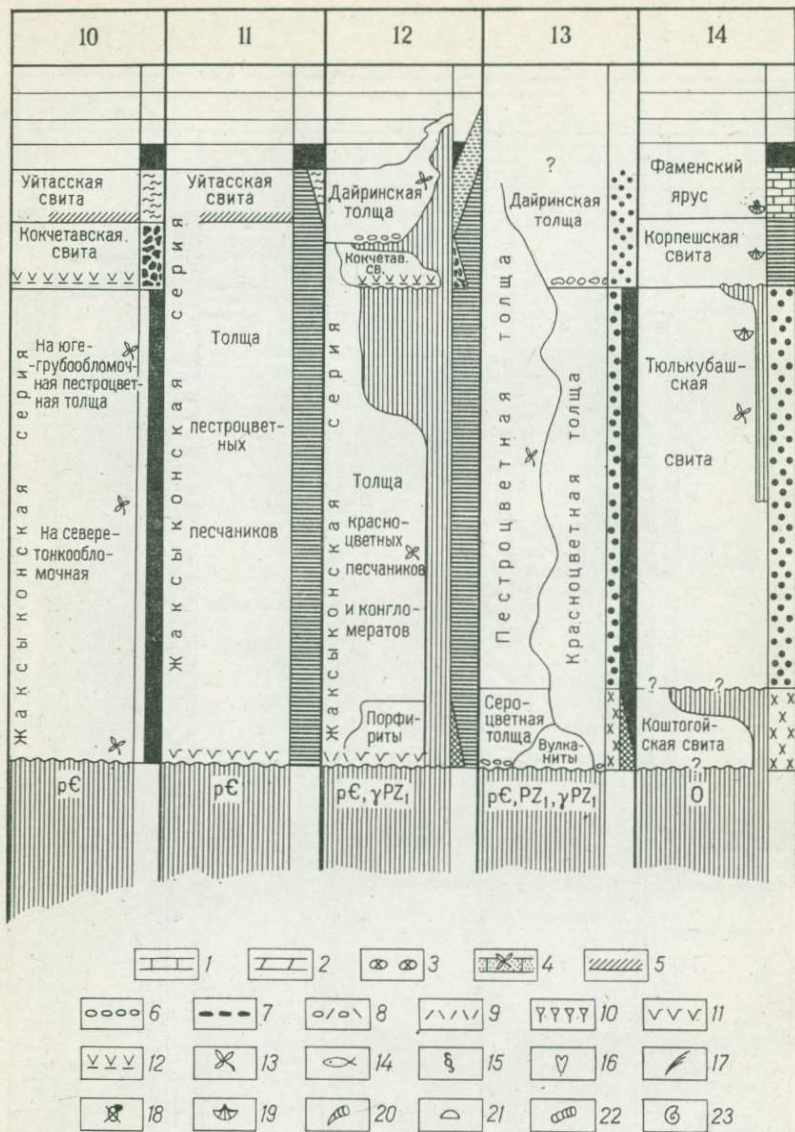


Рис. 5. Стратиграфическая схема среднего палеозоя западной части Центрального Казахстана

Маркирующие горизонты: 1 — известняки, 2 — мергели, 3 — карбонатные конкреции, 4 — песчаники с флорой, 5 — кварцевые и аркозовые песчаники, 6 — конгломераты, 7 — конгломераты из галек яшмовидов, 8 — туфоконгломераты, 9 — кислые вулканиты, 10 — автомагматические брекчии, 11 — андезиты и андезито-базальты, 12 — трахиандезиты. Органические остатки: 13 — наземная флора, 14 — рыбы, 15 — гастроподы, 16 — пелециподы, 17 — граптолиты, 18 — трилобиты, 19 — брахиоподы, 20 — кораллы, 21 — строматопороиды, 22 — криноиды, 23 — наутилоиды. Регионы: 1—2 — Сарысу-Тенизский водораздел (1 — междуручье Жаксы-Кона и Жамсан-Кона, 2 — восточная часть), 3 — Ата-су-Мийкайнарский район [36], 4—7 — Западное Прибалхашье [36] (4 — Чуйская зона, 5 — Кишкенесорская зона, 6 — Чу-Балхашская зона, 7 — Западно-Прибалхашская зона), 8 — Шагырлинский прогиб, 9 — Эскулийский купол, 10 — Карсакпайское поднятие, 11 — Тамдинский прогиб (западная часть), 12 — Кирейское поднятие и юг Тенизской впадины, 13 — Тагинский прогиб, 14 — Большой Каратау. Одинаковая штриховка обозначает эквивалентные подразделения

ответствии с биостратиграфическими горизонтами: 8 — мейстеровским (нижний фамен), 9 — сульфидовым (верхний фамен), 10 — кассинским (нижнее турне), 11 — русаковским (верхнее турне), 12 — ишимским (нижнее визе), 13 — яговкинским (среднее визе), 14 — дальненским (верхнее визе), 15 — нижебелеутинским (нижний намюр).

Верхний палеозой

Стратиграфия верхнего палеозоя в различных районах запада Центрального Казахстана изучалась разными исследователями. Ими были созданы стратиграфические схемы для Тенизской, Шубаркульской, Джекказганской и Чуйской впадин. Наиболее изучена северная часть Джекказганской впадины, где выделяются таскудукская, джекказганская, жиделийская и кингирская свиты (рис. 6).

Таскудукская свита представлена терригенными и глинистыми породами. Редко встречаются известняки. В средней части расположен маркирующий горизонт с кремнями. Основание свиты проводится по появлению в разрезе красноцветных пород. Кровля установлена по подошве пласта раймундовского конгломерата. В центре, на западе и на юге впадины, где конгломераты отсутствуют, положение кровли определяется маркирующим горизонтом с линзами туфов и туффитов. Джекказганская свита представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Небольшую роль играют конгломераты, редко встречаются известняки. Набором пород, их сочетанием и распределением свита не отличима от таскудукской, на которой она залегает согласно. Только по южному крылу Кингирской брахиантиклинали между ними имеется местное несогласие. Существующее представление о региональном несогласии в основании джекказганской свиты — недоразумение. Жиделисайская свита сложена красноцветными алевритами, песчаниками и аргиллитами. Присутствуют прослои известняков, гипсов и горизонты доломито-известняковых конкреций. В центральных частях впадины обнаружены залежи каменной соли. На джекказганской жиделисайской свите залегает с постепенным переходом. Несогласие установлено только по юго-восточному крылу Кингирской брахиантиклинали. Кровля свиты производится по появлению мергелей. Кингирская свита сложена мергелями, известняками, аргиллитами, гипсами и солями. По западному борту впадины распространены серые и розово-бурые алевролиты, аргиллиты, песчаники. Нижняя часть свиты обособлена здесь в ушбулакский горизонт, породы которого несут родусит-асбестовую минерализацию.

В Тесбулакской синклинали на юго-востоке Джекказганской впадины, по данным Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1948 г.), М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955 г.), комплекс верхнепалеозойских красноцветов подразделяется на две толщи: нижнюю — песчаниковую и верхнюю — конгломерато-песчаниковую.

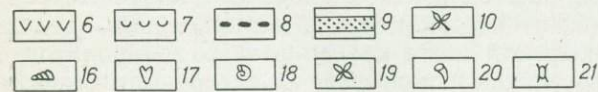
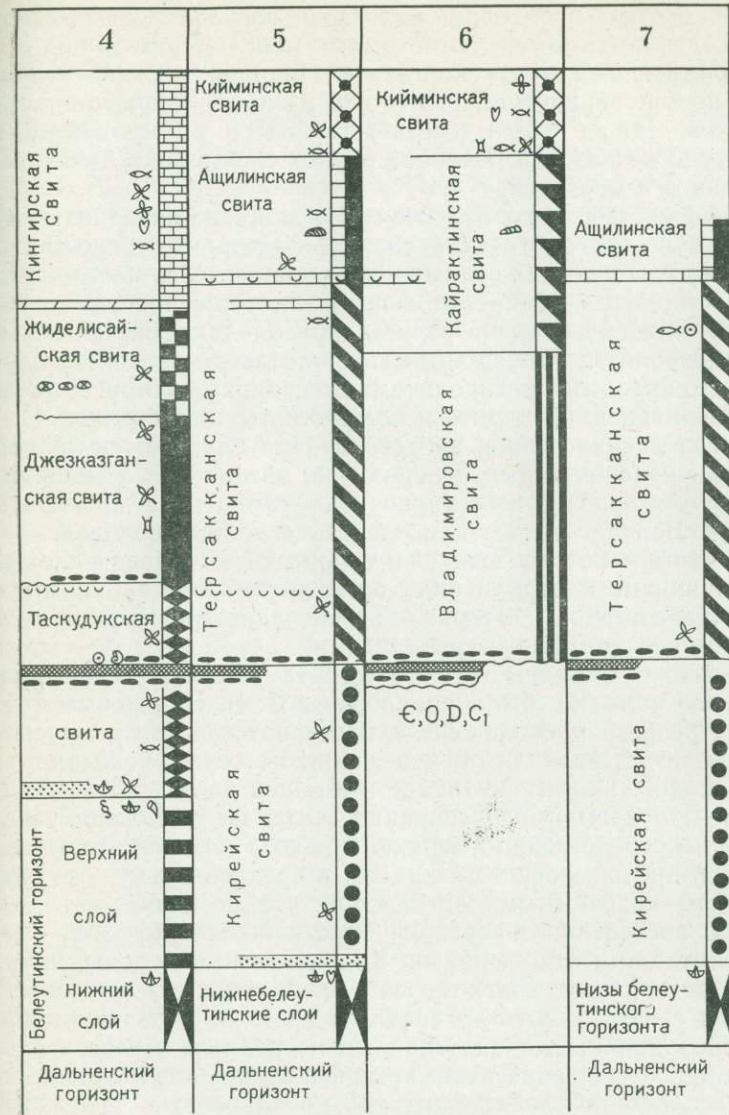
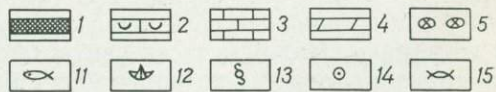
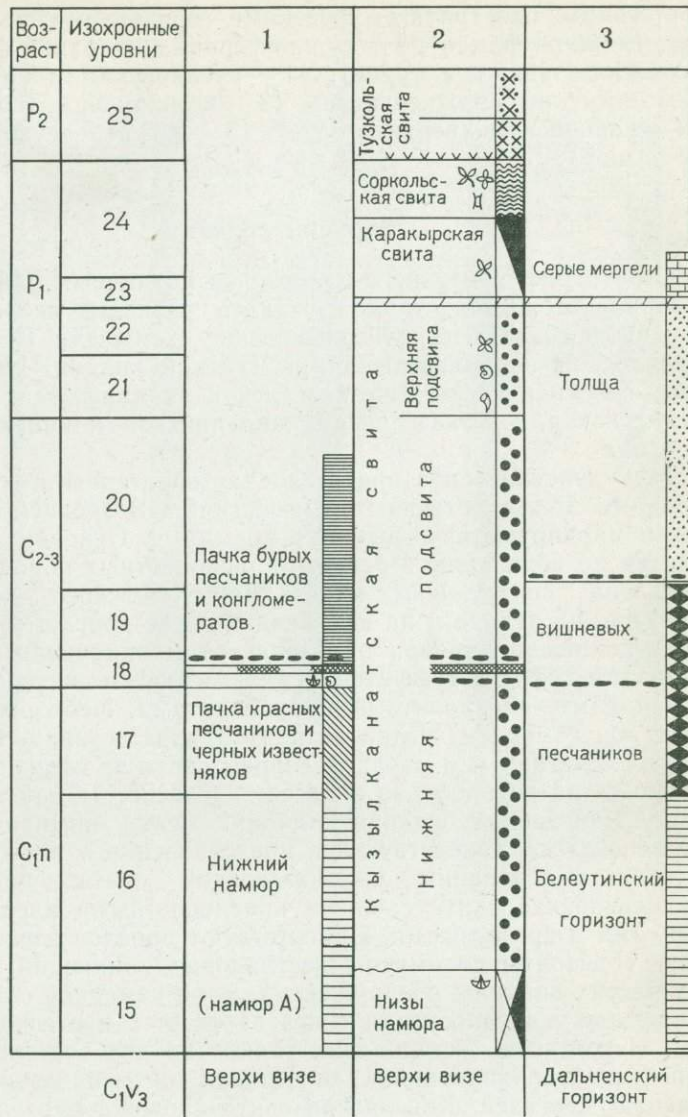


Рис. 6. Стратиграфическая схема верхнего палеозоя

Маркирующие горизонты: 1 — кремни, 2 — строматолитовые известняки, 3 — пепловые туфы, 4 — конгломераты, 5 — песчаники с флорой. Органические остатки: 10 — наземная флора, 11 — рыбы, 12 — брахиоподы, 13 — гастроподы, 14 — споры и пыльца, 15 — остракоды, 16 — филлоподы, 17 — пелециподы, 18 — фораминиферы, 19 — доросли, 20 — кораллы, 21 — наземные позвоночные. Регионы: 1 — северная Тянь-Шань — хребет Акташ [42], 2 — Чуйская впадина — Малый Каратау [4], 3 — Тесбулак часть, 6 — западная и северная части), 7 — Ишимская, Новомихайловская, Аша

западной части Центрального Казахстана

кристаллические известняки, 4 — мергели, 5 — карбонатные конкреции, 6 — каменная соль, остатки: 10 — наземная флора, 11 — рыбы, 12 — брахиоподы, 13 — гастроподы, 14 — споры и пыльца, 20 — кораллы, 21 — наземные позвоночные. Регионы: 1 — северная Тянь-Шань — хребет Акташ [42], 2 — Чуйская впадина — Малый Каратау [4], 3 — Тесбулак часть, 6 — западная и северная части), 7 — Ишимская, Новомихайловская, Аша

В средней части нижней толщи находится горизонт конгломератов, который, по-видимому, соответствует конгломератам под горизонтом кремней в таскудукской свите. Подошва верхней толщи проводится по основанию мощного (до 80 м) выдержанного пласта конгломератов, скорее всего, соответствующего раймундовскому конгломерату Джезказгана. Венчает разрез синклинали пачка серых известняков и мергелей.

Стратиграфия верхнего палеозоя Чуйской впадины изучена еще недостаточно. Во внутренних частях впадины, по данным бурения [16], на сероцветных отложениях располагается пестроцветная толща песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями известняков. В нижней половине разреза преобладают песчаники, в верхней — алевролиты. Лежащая выше подсоленосная толща сложена буровато-красными алевролитами, песчаниками и аргиллитами с прослоями гипса, ангидрита и доломитистых известняков. Выше следует соленосная толща, представленная пластами каменной соли, пачками красноцветных алевролитов, аргиллитов и песчаников. Встречаются прослой известняков, мергелей, гипса, ангидрита и глауберита. Венчает разрез надсоленосная толща, подразделяемая на две части — пестроцветную и сероцветную. Первая сложена загипсованными алевролитами, аргиллитами, песчаниками с прослоями известняков. Вторая — загипсованными мергелями, алевролитами, песчаниками и аргиллитами.

Для юго-запада впадины (Малый Каратау) стратиграфическая схема верхнего палеозоя была предложена С. Б. Бакировым [4]. В основании разреза расположена кызылканатская свита красно-бурых алевролитов, аргиллитов и песчаников, серых конгломератов и известняков. На северо-западе в нижней части свиты находится горизонт с кремнями. Основание свиты на р. Коктал устанавливается непосредственно в кровле мощного пласта известняка с морской фауной намюрского возраста, в средней части которого имеются линзы красно-бурых аргиллитов, что позволяет утверждать наличие постепенного перехода между кызылканатской свитой и нижележащими отложениями. Красноцветные породы, крупнозернистые песчаники и конгломераты распространены также ниже основания свиты, вплоть до среднего визе. С. Б. Бакиров отмечает в основании кызылканатской свиты разрыв и несогласие. Однако очевидно, что такие взаимоотношения не могут считаться типовыми: несогласия свойственны только отдельным участкам. Верхняя часть кызылканатской свиты сложена алевролитами, аргиллитами с прослоями песчаников, известняков и халцедонов. Выше следует каракырская свита красноцветных алевролитов, песчаников, серых известняков и мергелей, на которую налегает соркольская свита красно-бурых алевролитов и аргиллитов с прослоями известняков, мергелей и гипсов. Венчает разрез тузкольская свита, четко делящаяся на две части: нижняя сложена пластами каменной соли, гипсов с линзами красноцветных аргиллитов и алевролитов; верхняя — засоленными красно-бурыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками с линзами гипсов.

В Кызылтузской синклинали на северо-востоке Чуйской впадины, по данным М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955 г), верхний палеозой представлен толщей красноцветных песчаников и конгломератов. Последние сконцентрированы в нижней половине разреза.

Длительное время существовали представления о том, что для Тенизской впадины и окружающих ее синклиналей возможно применение единой стратиграфической схемы и что стратиграфия Шубаркульской впадины аналогична стратиграфии северных окраин Джезказганской впадины. Проведенные исследования последних лет показали несостоятельность этих представлений (В. А. Голубовский и др., 1973—1975 гг.). Ранее для всей Тенизской впадины выделялись кирейская, владимировская, кайрактинская, кийминская и шоптыкульская свиты.

Существенные уточнения по объему подразделений и тождеству их границ показали необходимость использования разных стратиграфических схем для юга и севера впадины. В южной части могут быть выделены кирейская, терсакканская, ашилинская и кийминская свиты. Кирейская свита сложена пестроцветными алевролитами, аргиллитами и песчаниками, среди которых встречаются прослой известняков. К западу от р. Терсаккан в кровле свиты расположен горизонт с кремнями. Нижняя граница свиты устанавливается по ряду признаков: появление в разрезе красноцветных пород и мощных прослоев песчаников с растительными остатками, исчезновение в известняках остатков морской макрофауны. Терсакканская свита представлена красноцветными и реже сероцветными песчаниками, алевролитами, конгломератами и аргиллитами. Границей между кирейской и терсакканской свитами является уровень появления выдержанных горизонтов конгломератов, хотя отдельные мощные линзы встречаются под горизонтом кремней в верхах кирейской свиты. В окрестностях оз. Майлыкколь свита подразделяется на три пачки: нижнюю, содержащую конгломераты; среднюю, составленную только красноцветными алевролитами, песчаниками и аргиллитами и, верхнюю, содержащую, кроме того, прослой серых песчаников и известняков. Ашилинская свита представлена сероцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками. Ее граница с терсакканской свитой проводится в подошве маркирующего пласта строматолитового известняка. Свита подразделяется на три пачки: нижнюю, в которой широко распространены известняки и мергели, среднюю, почти не содержащую известняков, и верхнюю, вновь насыщенную известняками. В районе оз. Майлыкколь в разрезе свиты появляются красноцветные породы, восточнее вытесняющие сероцветы полностью. Вместе с этим исчезают известняки и появляются конгломераты. Кийминская свита состоит из красноцветных алевролитов, песчаников и аргиллитов с прослоями серых известняков. Ее граница с ашилинской свитой проводится условно по устойчивому преобладанию в разрезе красноцветных пород, уменьшению количества известняков и появлению среди них «порфиroidных» разностей.

Севернее оз. Майлыколь свита подразделяется на три пачки, отличающиеся содержанием прослоев известняков — в нижней и верхней их значительно больше, чем в средней.

Расчленение и характеристика верхнего палеозоя юга Тенизской впадины полностью приемлемы для Шубаркульской, в которой сохранились кирейская, терсакканская и низы ацилинской свиты.

Отличительной чертой верхнего палеозоя на западе и севере Тенизской впадины является повсеместное отсутствие полных разрезов кирейской свиты. Здесь установлены только ее самые верхние части (горизонт с кремнями), несогласно перекрывающие более древние образования. Вышележащая толща красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов имеет значительно меньший стратиграфический объем, чем терсакканская свита, и выделяется под наименованием владимировской свиты. Ее основание проводится по горизонту, содержащему линзы конгломератов. Выше следует кайрактинская свита, представленная сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями известняков и мергелей. Ее граница с владимировской свитой устанавливается по устойчивому распространению в разрезе сероцветных пород и появлению известняков. В средней части кайрактинской свиты присутствует единственный горизонт строматолитовых известняков, обозначающий на юге впадины основание ацилинской свиты. Венчающая разрез кийминская свита сложена красноцветными песчаниками и алевролитами с редкими прослоями известняков внизу. Основание свиты устанавливается сменой сероцветных пород красноцветными.

Сложное и изменчивое строение имеет верхний палеозой в синклиналиях к северу от Тенизской впадины. Местами в основании здесь располагается пестроцветная толща песчаников и алевролитов, отождествляемая с кирейской свитой. Ее подошва устанавливается появлением красноцветов и исчезновением морской фауны, кровля совпадает с горизонтом кремней. Ю. В. Дмитриевский (1968—1971 гг.) расчленяет свиту на семь регионально картируемых пачек. Выше кирейской расположена владимировская свита пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями известняков, имеющая двучленное строение: нижняя часть сложена зелеными песчаниками и алевролитами, верхняя — красно-бурыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Залегает она трансгрессивно. Вышележащие кайрактинская и кийминская свиты аналогичны этим свитам в северной части Тенизской впадины.

В синклиналиях по р. Ишиму в основании разреза верхнего палеозоя выделяется пестроцветная толща песчаников и алевролитов, связанная постепенным переходом с нижележащими отложениями намюра, которая скорее всего, является полным аналогом кирейской свиты. Выше следует красноцветная толща песчаников, алевролитов и конгломератов, сопоставляемая с терсакканской свитой. Ее подошва проводится по горизонту, содержащему линзы конгломератов, известняков и кремней. В Новомихайловской синкли-

нали разрез венчает пачка серых известняков и мергелей, отождествляемая с низами ацилинской свиты. В Ашанинской синклинали в верху красноцветной толщи обособляется пачка алевролитов и аргиллитов с прослоями известняков, которая, вероятно, также является аналогом нижней части ацилинской свиты.

Корреляция и возраст стратиграфических подразделений

Обращаясь к корреляции рассмотренных схем, необходимо отметить, что все прежние сопоставления основывались на признаках регионально транзитного характера границ и стратиграфической эквивалентности свит, что оказалось принципиально неверным (см. рис. 6). В основу новой корреляции легли выявленные общие закономерности строения разрезов, наличие маркирующих горизонтов, изучение ископаемых организмов, анализ имеющихся схем расчленения. Детальность изученности верхнего палеозоя позволяет наметить в нем десять стратоизохронных уровней и только четыре сквозные (общерегиональные) изохронные поверхности: основание уровня 16, совпадающего с подошвой кирейской, кызылканатской свит и верхнебелеутинских слоев; основание и кровля уровня 18, ограничивающие горизонт с кремнями и основание уровня 23, фиксируемого появлением известняков и мергелей.

Тождественность нижней границы кирейской свиты и верхнебелеутинских слоев основывается на сходстве их разрезов соответственно по югу Тенизской и северу Джезказганской впадин, выраженном идентичным набором и сочетанием пород, общностью строения, близкой мощностью. Отличие заключается в том, что в кирейской свите несколько больше распространены красноцветы и отсутствуют известняки с морской фауной, присутствующие в верхнебелеутинских слоях. Выше этой границы в обоих районах отмечается резкое уменьшение в разрезах известняков и увеличение терригенных пород. В Джезказганской впадине граница верхне- и нижнебелеутинских слоев проводится по горизонту с гигантопродуктусами. В Малом Каратау ей соответствует подошва кызылканатской свиты, подстилаемая непосредственно пластом известняков с остатками гигантопродуктусов. Маркирующее значение горизонта с кремнями подтверждено картированием. Кроме того, установлена его повсеместная ассоциация с конгломератами из обломков древних пород и вулканическими туфами, которые появляются в разрезе верхнего палеозоя только с этого уровня. Основание стратоизохронного уровня 23, соответствующее подошве кингирской и каракырской свит и верхней пачки терсакканской свиты, устанавливается повсеместным появлением в разрезе мергелей и известняков. На севере Тенизской впадины эта поверхность проходит внутри кайрактинской свиты. Границы прочих уровней совпадают с границами местных стратиграфических подразделений только на отдельных участках.

Бедность ископаемыми и стратиграфическая разнообъемность коррелируемых подразделений не позволяет установить для них точный возраст. Нельзя также провести детальное сопоставление с международной шкалой. Стратоизохронные уровни 16 и 17 принадлежат верхней части намюрского яруса. К уровню 16, отвечающему верхнебелеутинским слоям, приурочены остатки организмов намюрского века. Остатки флоры из нижней части этого уровня имеют широкий интервал распространения — от верхнего намюра до среднего карбона. Уровень 17, соответствующий нижней части таскудукской свиты, охарактеризован единичными находками флоры, микрофауны и пыльцы, не позволяющими однозначно датировать его возраст. Органических остатков среднего карбона в нем встречено не было. Стратоизохронный уровень 18, отвечающий маркирующему горизонту кремней, имеет реперное значение: к нему приурочены остатки микрофауны башкирского века. В Северном Тянь-Шане горизонт содержит остатки макро- и микроорганизмов башкирского века [42]. Уровни 19 и 20, отвечающие соответственно верхней части таскудукской и джезказганской свите, принадлежат среднему и верхнему карбону. Стратоизохронные уровни 21, 22, 23, 24, ограничение которых проведено по основанию жиделисайской, кайрактинской, кингирской и кийминской свит, соответствуют нижнему отделу пермской системы. Возможно, что часть уровня 24 относится к верхней перми. Стратоизохронный уровень 25, соответствующий кийминской свите, принадлежит верхнему отделу пермской системы.

ГЛАВА 5

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Литотипы

В среднем и верхнем палеозое западной части Центрального Казахстана присутствуют все разновидности терригенных и многие представители хемогенных пород. Широко представлены также вулканогенные породы. Литологические и петрографические характеристики многих из них по отдельным регионам и комплексам приведены в ряде опубликованных работ, но главным образом в многочисленных рукописных описаниях. Из специальных исследований особо следует отметить работы П. Т. Тажибаевой (1949—1964 гг.), Т. Н. Голубовской (1959—1979 гг.), В. Д. Шутова (1963—1975 гг.), Т. П. Разиной (1969—1975 гг.). В данной главе приведена краткая обобщенная характеристика.

Осадочные породы

Среди грубообломочных пород самыми распространенными являются *конгломераты*. Гравелиты встречаются реже и преимущественно в девоне. Их характеристика близка конгломератам, среди

которых наиболее распространены мелко- и среднегалечные разности. Крупногалечные, валунные конгломераты встречаются реже. Степень окатанности и форма галек — различные и обычно определяются их составом.

По составу обломков различаются два типа конгломератов. Первый состоит исключительно из галек пород толщ, в которых конгломераты располагаются. За ними утвердилось наименование «внутриформационные конгломераты». Второй тип состоит из галек пород более древних комплексов. В гальке конгломератов первого типа преимущественно распространены красно-бурые и коричневатые аргиллиты и алевролиты. Реже встречаются доломиты, зеленые аргиллиты и алевролиты, серые и бурые известняки и совсем редко песчаники. Гальки обычно имеют овальную и округлую уплощенную форму, часто угловаты. Для этих конгломератов характерна однородность состава: наиболее широко распространены конгломераты, сложенные обломками красноцветных аргиллитов. Они присутствуют во всех пестроцветных толщах, образуя мало мощные (десятки сантиметров) линзы в пластах песчаников. С конгломератами этого типа тесно связаны осадочные брекчии, состоящие из неокатанных обломков вмещающих их пород.

Состав конгломератов второго типа очень разнообразен. Присутствуют породы различной возрастной принадлежности. Удалось опознать свыше 150 петрографических разновидностей пород, которые оказалось возможным сгруппировать в 55 групп и 18 объединений, привязанных к возрасту размывавшихся комплексов. Гранулометрический и вещественный состав всех изученных конгломератов из толщ среднего и верхнего палеозоя (свыше 1000 проб по 100—200 галек) синтезировался на комбинированных диаграммах, на основе которых составлена обобщенная характеристика конгломератов при описании формаций. Окатанность обломков конгломератов большей частью хорошая. Конгломераты, состоящие из средне и плохо окатанных обломков, распространены не широко: в единичных случаях встречаются фангломераты, состоящие из однородных по составу неокатанных глыб, достигающих в диаметре десятков метров. Среди конгломератов этого типа выделяются мономиктовые и полимиктовые конгломераты. В мономиктовых конгломератах различаются несколько разновидностей. Наиболее широко распространены конгломераты, состоящие в основном из галек кремнистых пород нижнего палеозоя: сургучных, зеленых, серых и черных кремней, кремнистых сланцев, яшм, кремнисто-железистых пород. Присутствуют обломки вулканогенных пород девона, а в верхнем палеозое еще и окремнелых известняков турне. Вторая разновидность мономиктовых конгломератов состоит из галек девонских вулканогенных пород: красновато-фиолетовых, бурых, лиловых липаритовых и липарито-дацитовых порфиров, туфов кислого состава. Реже встречаются конгломераты, состоящие из обломков фиолетово-серых и зелено-серых андезитовых порфиров. В этих конгломератах инородных пород присутствует больше, чем в предыдущей разновидности (15—20 %). Обычно это

гальки кварцитов и яшмо-кварцитов докембрия, кремней, кремнистых сланцев, песчаников и гранитов нижнего палеозоя, бурых и серых песчаников и алевролитов верхнего палеозоя. Очень однообразен состав мономиктовых конгломератов третьей и четвертой разновидностей. Третья разновидность (встречается редко) сложена обломками осадочных пород нижнего палеозоя — зеленых окварцованных песчаников и кремнистых аргиллитов. В качестве примеси присутствуют породы докембрия и нижнего палеозоя. Четвертая разновидность состоит почти исключительно из обломков гранитоидов раннего палеозоя. Пятая разновидность мономиктовых конгломератов образована гальками белых и желтых кремнистых известняков верхнего турне. Шестая — сложена обломками серых известняков фамена и нижнего турне.

Полимиктовые конгломераты распространены широко. Состоят они из галек самых разнообразных пород, которые присутствуют в различных соотношениях. Количество разновидностей пород в обломках достигает 18, но чаще 5—7. При этом почти всегда преобладают две-три разновидности. Реже встречаются конгломераты, в которых гальки разных пород распространены равномерно. Совсем редко попадаются конгломераты, состоящие из обломков двух или трех петрографических разновидностей пород, находящихся в разных пропорциях, или многокомпонентные конгломераты с резким преобладанием обломков одной какой-либо породы.

Песчаники — наиболее распространенные породы. Все они разнозернисты, хотя по преобладанию зерен разной величины могут быть разделены на мелко-, средне- и крупнозернистые. Для всех песчаников характерна плохая сортировка. Лучше всего отсортированы мелкозернистые разновидности, но в них обычно содержится примесь алевритового материала (до 15 %) и некоторое количество зерен средней размерности. Среднезернистые песчаники отсортированы плохо и содержат зерна мелкопесчаной и алевритовой размерности в количестве от 20 до 40 %. Крупнозернистые песчаники являются самыми несоортированными: в них присутствуют зерна от мелкопесчаной до гравийной размерности, составляющие нередко 25—50 %. Плохая сортировка всех песчаников, делает, порой, весьма условным разграничение соседних гранулометрических разновидностей. Окатанность обломочного материала песчаников несовершенная. Лучше всего окатаны обломки известняков, карбонатно-глинистых пород и слюдяных сланцев. Зерна вулканогенных, кремнистых пород и кварца полуокатаны и угловаты. Зерна полевых шпатов сохраняют свои кристаллографические очертания.

Во всех песчаниках цемент занимает от 5 до 20 %. Состав его разнообразен: железистый, глинисто-хлоритовый, глинисто-серпичитовый, кварцевый, альбитовый, кальцитовый, гипсовый. Нередко распространены комбинации этих видов цемента. Экзотическими являются турмалиновый, цеолитовый и баритовый цементы. Особое место занимают рудные типы цемента — халькозин-борнитовый, малахитовый, азуритовый, хризоколлавый в медистых пес-

чаниках и псиломелановый и браунит-псиломелановый в марганцевосных песчаниках. Широко распространены пленочный и поровый типы цемента. Реже встречается цементация базального типа. Преобладание того или иного цемента определяет цвет породы. В цементе красноватых песчаников в значительном количестве присутствуют гидроокислы железа в виде тонких пленок (рубашек) вокруг обломочных зерен. Гидроокислы железа часто заполняют также поровые пространства или присутствуют в мелких сгустках, которые замещают зерна. Неравномерное распределение гидроокислов железа подчеркивает тонкую слоистость. В сероватых песчаниках широко развит глинисто-хлоритовый цемент, который окаймляет и разъединяет обломочные зерна, заполняет поры. Иногда наблюдается замещение гидроокислов железа хлоритом. Остальные виды цемента присутствуют в песчаниках всех цветов и нередко образуют полиминеральные ассоциации. Часто в составе цемента находится кварц и альбит, образующие регенерационные каемки. В поровых пространствах кварц представлен тонкозернистым агрегатом, альбит — скоплениями полисинтетических двойников. Почти всегда в цементе присутствует небольшое количество мелкокристаллического кальцита, разъедающего обломочные зерна. Кальцитовый цемент преобладает в карбонатных песчаниках. Обычно он образует тонкозернистый агрегат, к которому примешан глинистый и железистый материал. Часто он является пойкилитовым — крупнокристаллический агрегат с включениями обломочных зерен. Наиболее ранний — железистый цемент. Пленки гидроокислов железа на зернах возникали уже при осаждении. В стадию раннего диагенеза окисное железо при восстановительных условиях переходило в закисное с образованием хлорита. Кварцевый и альбитовый цемент возникал на поздних стадиях диагенеза. Кальцитовый цемент в одних случаях является наиболее поздним, в других — возникал в процессе седиментогенеза или раннего диагенеза.

По соотношению обломочных компонентов выделен ряд петрографических типов песчаников: олиго-, мезо- и полимиктовые.

В олигомиктовых разностях выделяются литоидные, полевошпатовые и кварцевые песчаники, в которых обломки соответствующих компонентов составляют более 75 %.

Среди литоидных песчаников выделяются несколько разновидностей с преобладанием обломков вулканогенных, кремнистых и карбонатных пород. Песчаники, состоящие из обломков кислых и средних вулканогенных пород, относятся в основном к крупно- и среднезернистым разностям. Незначительная часть зерен в них представлена полевыми шпатами и кварцем. В единичных зернах присутствуют метаморфические породы, магнетит, циркон, сфен, апатит. Песчаники, состоящие из обломков кремнистых пород, встречаются во всех гранулометрических разновидностях. В них присутствуют также зерна кварца (до 15 %), полевых шпатов (до 10 %), кислых и средних эффузивов (до 10 %), мелкозернистых песчаников, алевролитов (до 20 %), сфена, лейкоксена (2 %).

Песчаники, сложенные обломками карбонатных пород, бывают различной зернистости. Основная часть обломочной фракции представлена в них глинистыми пелитоморфными и кристаллическими известняками. Кроме того, присутствуют зерна кварца (до 25%), железисто-хлоритовых сланцев (до 15%) и кремней (единичные). Полевошпатовые песчаники распространены среди всех гранулометрических разновидностей, но чаще встречаются среди песчаников средней зернистости. В песчаниках присутствуют также кварц (до 10%), кремнистые и метаморфические породы (до 10%), редко эффузивные породы (до 5%). Полевошпатовые песчаники плохо окатаны и сортированы. Кварцевые песчаники распространены нешироко. Обычно они представлены мелко- и среднезернистыми разновидностями. Содержание зерен кварца достигает 90—100%. Кроме того, присутствуют обломки полевых шпатов (до 15%), микрокварцитов (до 30%), слюд (до 10%). Этим песчаникам свойственна хорошая сортировка и совершенная окатанность материала. Среди олигомиктовых экзотическими являются магнетитовые песчаники, состоящие на 75—90% из зерен магнетита и содержащие, кроме того, обломки кислых и средних вулканитов, полевых шпатов, кварца.

В мезомиктовых песчаниках различаются полевошпатово-литойдные и литойдно-полевошпатовые, кварц-литойдные и литойдно-кварцевые, полевошпатово-кварцевые и кварц-полевошпатовые (аркозы), содержание основного компонента в которых превышает 50%. Литойдно-полевошпатовые и полевошпатово-литойдные песчаники распространены среди всех гранулометрических разновидностей, но больше всего свойственны мелко-среднезернистым песчаникам. Соотношение между обломками пород и полевых шпатов меняется от 25 до 75%. Среди полевых шпатов преобладают калиевые разности, среди обломков пород — липаритовые и липарито-дацитовые порфиры. Незначительное количество обломков представлено вулканогенными породами среднего и основного состава. Описываемые разности песчаников отличаются количеством обломков кремней и слюдяных сланцев, которые наиболее распространены в литойдно-полевошпатовых песчаниках (до 20%). В полевошпатово-литойдных песчаниках они встречаются не во всех разновидностях, составляя в среднем 2—4%. Из прочих обломков присутствуют магнетит, гематит, циркон, апатит, топаз. Кварцево-литойдные песчаники распространены нешироко. В них выделяются две разновидности. Первая сложена обломками известняков и кварца. Вторая — обломками вулканогенных, кремнистых и метаморфических пород, составляющими в сумме 65—70% при содержании кварца 20—35% и полевых шпатов до 10%. Редко встречаются литойдно-кварцевые песчаники с содержанием кварца 50—65%, обломками преимущественно метаморфических пород (25—30%) и полевых шпатов (10—15%). Кварц-полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые песчаники встречаются среди всех гранулометрических разновидностей. Содержание обломков полевых шпатов и кварца варьирует от 25 до 75%. Количество обломков пород до-

стигает 20 %. Среди них преобладают вулканиты кислого состава. Широко распространены также обломки кремней и слюдяных сланцев. Небольшое место занимают обломки андезитовых порфиритов, глинисто-карбонатных и глинисто-железистых пород. Зерна полевых шпатов представлены плагиоклазами, в отдельных случаях преобладают калиевые полевые шпаты.

Полимиктовые песчаники (ни один из компонентов не превышает 50 %) присутствуют среди всех гранулометрических разновидностей и распространены очень широко. В составе их обломков представлен разнообразный набор пород. Наибольшее место занимают вулканогенные породы кислого и среднего состава (35 %), меньше — кремни (20 %) и слюдяные сланцы (15 %). Содержание зерен кварца и полевых шпатов меняется в широких пределах. Из прочих присутствуют обломки глинисто-карбонатных и глинисто-железистых пород, магнетита, циркона, сфена, эпидота, апатита.

Выделенные петрографические типы песчаников не отделены резкими границами, а имеют множество взаимопереходов. В составе обломочной фракции большинства песчаников преобладают вулканогенные породы кислого состава, полевые шпаты и кварц. Вместе с этим песчаники отдельных регионов и уровней обладают специфическим составом, что рассмотрено при описании формаций. Количественная характеристика дана на основе стандартных треугольных диаграмм (кварц — полевые шпаты — породы) с разграничением полей по В. Д. Шутову [49] и линейных диаграмм, показывающих соотношение семи компонентов (кварц, полевые шпаты, средние и основные вулканиты, кислые вулканиты, кремни, слюдяные сланцы и кварциты, глинисто-кремневые и глинисто-карбонатные породы). В общей сложности учтено свыше 1200 проб по 200 замеров в каждой.

Алевролиты распространены широко. Различаются две гранулометрические разности — крупно- и мелкозернистая, в которых обычно присутствует значительное количество глинистого вещества. Окатанность обломков в алевролитах намного хуже, чем в песчаниках. Состав обломочной части — полимиктовый: кварц, полевые шпаты, слюдяные сланцы, кремни, вулканогенные, глинисто-карбонатные и глинисто-железистые породы. По сравнению с песчаниками, в алевролитах увеличивается количество зерен кварца. В большинстве алевролитов соотношение между обломками пород, полевыми шпатами и кварцем примерно одинаковое, с небольшими вариациями. Для всех алевролитов характерна большая роль цемента — обычен базальный тип цементации. По составу цементов алевролиты схожи с песчаниками, однако в них чаще распространены глинисто-железистый, глинисто-хлоритовый, кальцитовый и железисто-кальцитовый цементы, полностью определяющие цвет пород.

Аргиллиты встречаются редко в среднем палеозое и часто в верхнем. Нередко они представлены чистыми разностями. В других присутствует примесь алевритовой размерности. По вещественному составу все аргиллиты сходны и состоят в основном из гидро-

слюд и хлорита. В отдельных разностях появляются монтмориллонит, смешанослойные монтмориллонит-гидрослюдистого типа и каолинит. Каолинит-гидрослюдистый состав более свойствен сероцветным разностям. Во многих случаях глинисто-хлоритовое вещество в составе аргиллитов является метаморфозой глинисто-железистого в результате преобразования гидроокислов железа в хлорит. Это свидетельствует о первичной природе красноцветной окраски. Такое заключение подтверждается наличием бурых оторочек вокруг обломков зеленых песчаников и алевролитов, заключенных в красноцветные породы, и зеленых оторочек вокруг обломков красноцветных пород, находящихся в сероцветах. Сероцветная окраска пород имеет двоякую природу.

В мощных пластах окраска пород первичная. Создающие ее минералы группы хлорита имеют как аутигенное, так и диагенетическое происхождение. В маломощных пестроцветных пачках первичной окраской пород была красноцветная. Возникновение серой и зеленой окрасок происходило в стадию диагенеза. Диагенетические преобразования окисного железа в закисное с образованием хлоритов обычно связывается с наличием в осадке органического вещества. Анализ соотношения этих компонентов в породах разного цвета показал существование различных соотношений между остаточным органическим углеродом, окисным и закисным железом [37]. В красно-бурых породах отмечается повышенное содержание окисного железа по сравнению с породами пестрой и зеленой окрасок. Содержание закисного железа во всех породах находится примерно на одном уровне. Сероцветным породам не всегда соответствует увеличение содержания остаточного углерода — во многих случаях оно не выше, чем в пестроцветных или красноцветных. Прямая связь между количеством органического углерода и закисного железа отсутствует. Существует обратная связь между остаточным углеродом и окисной формой железа. Величина окислительно-восстановительного потенциала определяется в основном условиями накопления осадков — в длительно существовавшей водной обстановке господствовали восстановительные условия и формировались сероцветные осадки; при наличии обстановок кратковременного обводнения господствовали окислительные условия и происходило накопление осадков красной окраски.

Хемогенные и биохемогенные породы распространены широко. Наиболее распространенными являются карбонатные породы — известняки, мергели и доломиты. Известняки представлены многообразием разновидностей: кристаллические, пелитоморфные, органические (коралловые, мшанковые, криноидные, брахиоподовые), органогенно-обломочные, обломочные, оолитовые. Все они нацело сложены кальцитом с примесью пелитовой составляющей. В глинистых известняках нерастворимый остаток составляет 15—35%. Нередко известняки содержат примесь обломочного материала (кварц, породы, слюды) алевроитовой размерности — до 5%. В некоторых разновидностях присутствует доломит, кремнезем, гипс, ломонит. Мергели представлены глинистыми и известковистыми

разностями. Часто они загрязнены терригенным материалом алевритовой размерности (до 35 %), в составе которого присутствуют кварц, полевые шпаты, обломки пород. Доломиты обычно представлены мелкокристаллическими чистыми разностями.

В красноцветных толщах распространены карбонатные конкреции, нередко образующие горизонты. Форма конкреций шарообразная, линзовидная, размер меняется от 1 до 15 см. Мелкие конкреции рассеяны беспорядочно, крупные располагаются по наслоению, иногда образуют карбонатные стяжения неправильной и ветвистой формы с расплывчатыми краями. Соотношения карбонатных конкреций с текстурами вмещающей породы различные, в одних случаях тонкая слоистость пронизывает их, в других — прерывается на границах, что свидетельствует о двойном происхождении конкреций (син- и диагенетическом) и о длительности их формирования; одни коломорфные сгустки карбонатов возникали в момент осаждения, другие — в результате перераспределения при диагенезе.

Другие хемогенные породы представлены солью, гипсом, ангидритом, баритом и кремнем. Соль — преимущественно каменная с примесью глауберита образует пачки мощностью до нескольких десятков метров. Чаще всего она бесцветна, но нередко окрашена гидроокислами железа в розовый и коричнево-бурый цвет. Гипс и ангидрит встречаются трех разновидностей — шестоватой, пластинчатой и зернистой. Первые две образуют линзы и прожилки. Последняя создает скопления неправильной формы. Цвет всех разновидностей — белый и розовато-белый. Барит представлен белой, розовой и коричнево-бурой разновидностью. Последняя содержит гидроокислы железа и глинистое вещество (15—20 %). Все они образуют линзы в красноцветных аргиллитах и алевролитах. Кремни встречаются в виде желваков, линз и прожилков в карбонатных, терригенных и вулканогенных породах. Их цвет меняется от желто-бежевого до темно-серого.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы

Вулканогенные образования в основном связаны с девонем. Меньше они распространены в силуре. В верхнем палеозое встречены только вулканогенно-осадочные породы. Описаны следующие главные разновидности: липаритовые и липарито-дацитовые порфиры, разнообразные туфы кислого состава, автомагматические брекчии, порфириты — андезитовые, андезито-базальтовые, базальтовые, трахиандезитовые, их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты.

Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры представлены порфирowymi и афирowymi разностями флюидаальной текстуры. Во вкрапленниках присутствуют кварц и плагиоклаз. Количество вкрапленников достигает 30 % всей породы. Кварц образует слегка оплавленные зерна изометричной формы. Плагиоклаз представлен широкопластинчатыми полисинтетическими двойниками, полностью

альбитизированными и замещенными агрегатом серицита и пелита. Первичные структуры основной массы пород — витрофировая и сферолитовая. Структуры перекристаллизации — фельзитовые, микропойки лобластовые, гранобластовые. Туфы кислого состава представлены литовитрокристаллокластическими и витрокластическими разностями. Первые состоят из осколков полевых шпатов, кварца и обломков пород, среди которых преобладают обломки липаритовых порфиров и песчаников. Встречаются также обломки андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, кремнистых сланцев, гранитов. Размер обломков достигает нескольких сантиметров. В литовитрокластических туфах присутствует также пепел, который полностью слагает витрокластические туфы. Пепловые частицы перекристаллизованы в тонкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат, участками интенсивно ожелезненный и пелитизированный. Особые разновидности туфов кислого состава представляют спекшиеся, лапиллиевые, бомбовые туфы и агломераты. Автомагматические брекчи кислого состава представляют собой породы с большим количеством (50—70 %) вкрапленников кварца, полевых шпатов, темноцветного минерала и биотита, погруженных в тонкозернистую массу. Калиево-натриевый полевой шпат представлен широкопластинчатыми кристаллами. Плагноклаз образует вкрапленники двух генераций. Первая генерация представлена оплавленными альбитизированными зернами, замещенными серицитом и кальцитом. Вторая имеет четкие кристаллографические очертания и более кислый состав. Кварц во вкрапленниках образует крупные оплавленные и корродированные кристаллы. Характерны раздробленные зерна, кусочки которых растащены в разные стороны. Листочки биотита сильно деформированы. Основная масса пород имеет лавовый облик: микрофельзитовая структура перекристаллизована в микропойкилобластовую, вблизи вкрапленников развита сферолитовая структура, участками отчетливо проявлена флюидальность.

Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты имеют афировую или порфиловую структуру. Во вкрапленниках присутствует плагноклаз, а в андезито-базальтовых порфиритах, кроме того, авгит, пироксен и оливин. Плагноклаз образует две генерации; первая имеет таблитчатые и удлиненнопризматические оплавленные и корродированные кристаллы с вростками стекла; вторая образует четко ограниченные кристаллы. Плагноклаз обеих генераций полностью альбитизирован и серицитизирован. Пироксен (авгит) присутствует в виде крупных кристаллов и мелких зерен. Оливин полностью разложен и замещен агрегатом магнетита, серпентина, иддингсита, кварца. Структура основной массы порфиритов интерсертальная, пилотакситовая, гиалопилитовая, в отдельных случаях диабазовая и долеритовая. Стекло межмикролитовой массы интенсивно ожелезнено и хлоритизировано. Текстура пород массивная и миндалекаменная. Миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, пренимом, кальцитом, кварцем, альбитом. Диабазовые порфириты представлены афировыми и порфиловыми разностями. Их мине-

ральный состав близок андезитовым и андезито-базальтовым порфиритам. По составу вкрапленников различаются оливиновые, пироксеновые и плагиоклазовые разновидности. Основная масса почти полностью раскристаллизована. Ее структура — диабазовая, долеритовая, офитовая, пойкилоофитовая. Трахиандезитовые порфириты по минералого-петрографической характеристике сходны с андезитовыми. Отличает их повышенная щелочность, которая в отдельных случаях связана с присутствием во вкрапленниках щелочных пироксенов. В толщах основных и средних вулканитов часто встречаются грубые туфы и лавобрекчии, состоящие из обломков порфиритов. Первые являются взрывными продуктами, вторые — результатом взламывания застывших участков потоков.

Туфоконгломераты гранулометрически разнообразны — от мелкогалечных до валунных. В гальках и валунах присутствуют исключительно вулканогенные породы, обломки которых хорошо окатаны. Вмещающая масса представлена туфовым и туфопесчаным материалом. Туфопесчанники обладают неравномерной зернистостью — от мелко- до крупнозернистых. Осадочный материал плохо сортирован и слабо окатан. Обломки представлены вулканическими породами (лавами и туфами липаритового, реже андезитового состава), кварцем и полевыми шпатами. Сцементированы они мелкокристаллокластическим пепловым агрегатом кварц-полевошпатового состава. Туфоалевриты тесно ассоциируются с туфопесчанниками. Вулканический материал находится как в обломочной части, так и в цементе — в виде пепловых частиц. В обломках присутствуют кварц, полевые шпаты, кусочки лав. Туффиты содержат примерно равное количество пеплового вулканогенного и осадочного материала. Вулканогенная составляющая представлена пепловыми частицами, кусочками лав, осколками полевых шпатов и кварца, осадочная — окатанными зернами глинистых пород, кислых вулканитов и кварца. Между крайними типами вулканогенно-осадочных пород наблюдается вся гамма переходов. В осадочных породах нередко отмечается присутствие того или иного количества продуктов синхронного вулканизма — от единичных кусочков лав до примеси пеплового материала в десятки процентов.

Парагенерации

Вопрос о породных ассоциациях или парагенерациях в среднем и верхнем палеозое региона прежде не ставился. Описание латеральной изменчивости стратиграфических подразделений всеми исследователями сводилось к выделению типов разрезов, количество которых оказалось очень большим — свыше двухсот, так как типизация проводилась по множеству разных признаков. Между тем число парагенераций, выделяемых на основе набора, сочетания и распределения пород, весьма ограничено — всего может быть выделено 19 типов (терригенного, хемогенного и вулканогенного классов). Описание породных ассоциаций также может быть сведе-

но к характеристике отдельных разрезов. Однако типы разрезов стратиграфических подразделений отражают изменчивость строения синхронизированных уровней, тогда как разрезы парагенераций учитывают частные вариации в наборе, сочетании или распределении слагающих их пород. В этом их принципиальная разница. Соотношение между парагенерациями и стратиграфическими подразделениями показано на рис. 7.

В классе терригенных парагенераций по набору пород, их количественному соотношению и особенностям распределения выделяется 11 типов, образующих два гомологических ряда — красноцветный и сероцветный. Первый включает шесть парагенераций, второй — пять. Гомологи, кроме общих черт, имеют некоторые отличия.

Крупнообломочные парагенерации сложены конгломератами, гравелитами, разномерными песчаниками. Иногда встречаются осадочные брекчии и фангломераты. Изменчивую роль в них играют алевролиты и аргиллиты. Чужеродными членами являются линзы известняков, мергелей и вулканических пород. Лицо парагенераций определяет присутствие конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников, содержание и соотношение которых может быть различно: они слагают комплексы полностью или составляют десятки процентов, переслаиваясь в разных сочетаниях и пропорциях с прочими разностями пород, образуя мощные монолитные пачки или присутствуя в виде отдельных прослоев и линз. Часто грубообломочные породы представлены пуддингами — гравелитами и песчаниками, в которых рассеяны валуны и гальки. Распределение грубообломочных пород в парагенерациях различное и случайное. Относительно выдержанные пласты сменяются по вертикали и латерали интервалами резко линзовидного строения.

В большинстве случаев парагенерации характеризуются расслоенностью и редко массивностью сложения. В целом для крупнообломочных парагенераций характерна сильная изменчивость. Красноцветная парагенерация сложена буро- и красноцветными разностями пород. Роль сероцветов в ней ограничена. Местами она возрастает и парагенерация приобретает пестроцветный облик. Парагенерация хорошо расслоена, реже ей свойственна массивность, сложенная целиком или в отдельных интервалах. Сероцветная парагенерация сложена зелеными, серыми, желтыми разностями грубообломочных пород. Породы красно-бурой окраски встречаются редко. Незначительна роль алевролитов и аргиллитов, которые играют роль чужеродных членов. Парагенерации свойственна хорошая расслоенность и дифференциация конгломератов от прочих разностей пород. Крупнообломочные парагенерации распространены от силура до верхнего карбона, но в большей мере — в верхнем девоне, в среднем и верхнем карбоне.

Среднеобломочные парагенерации сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Присутствуют редкие маломощные прослой конгломератов, гравелитов, известняков, мергелей, кремнистых пород, туфов. Преобладание песчаников над прочими разно-

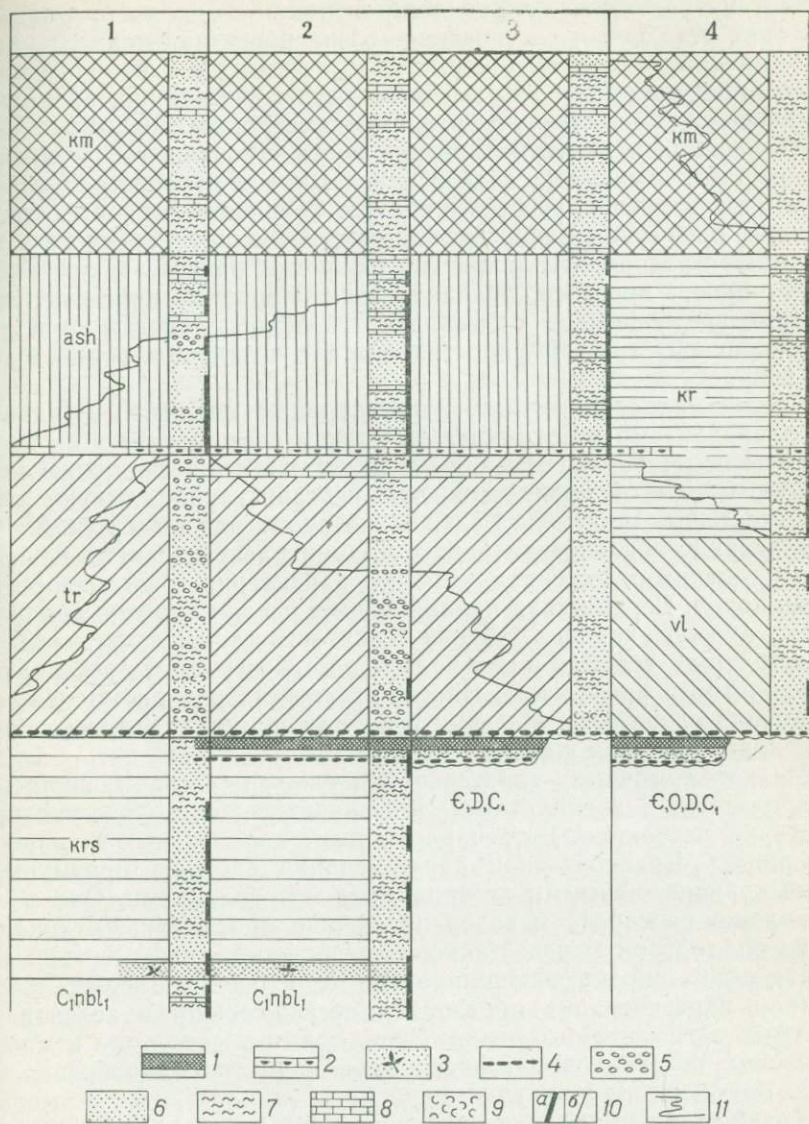


Рис. 7. Соотношение между парагенерациями и стратиграфическими подразделениями в верхнем палеозое Тенизской впадины

Маркирующие горизонты: 1 — кремней, 2 — строматолитовых известняков, 3 — песчанников с остатками флоры, 4 — конгломератов. Обозначения в колонках: 5 — конгломераты, 6 — песчаники, 7 — алевролиты и аргиллиты, 8 — известняки, 9 — туфы и туффиты, 10 — цвет пород (а — серый, зеленый, б — красно-бурый), 11 — латеральные границы парагенераций. Заштрихованы и обозначены индексами: C₁nbl₁ — нижнебелуэтинские слои, krs — кирейская свита, tr — терсакканская свита, vl — владимировская свита, kg — кайрактинская свита, ash — ацилинская свита, km — кийминская свита. Регионы Тенизской впадины: 1—2 — южный борт (1 — междуречье Кона и Терсаккана, 2 — р. Терсаккан — озеро Шоиндыкуль), 3 — центральная часть, 4 — западная часть

стями пород — главная черта парагенераций. В целом для них характерна отчетливая расслоенность. Красноцветная парагенерация сложена красно-бурыми и серо-бурыми разностями пород. Иногда в ней присутствуют зеленые и зелено-серые песчаники, аргиллиты и алевролиты, придающие разрезам пестроцветный облик. Для парагенерации характерна линзовидность строения, выраженная в самых различных масштабах и виде. Широко распространена она в девоне и карбоне, известна в силуре. Сероцветная парагенерация сложена преимущественно песчаниками. Подчиненное место в ней занимают алевролиты и аргиллиты, редко присутствуют линзы известняков, мергелей, вулканических пород и конгломератов. Помимо сероцветных разновидностей пород, иногда присутствуют красноцветные. Распространена она в силуре и редко в карбоне.

Средне-мелкообломочные парагенерации сложены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, причем соотношение этих пород весьма изменчиво: преобладают мелкозернистые песчаники и алевролиты. Средне- и крупнозернистые песчаники присутствуют только в отдельных прослоях. Редко встречаются линзы мергелей и известняков. Красноцветная парагенерация распространена нешироко в пермских отложениях. Для нее характерно тонкое переслаивание пород. Сероцветная парагенерация распространена широко в верхах нижнего карбона, где она характеризуется частым переслаиванием серых, зеленых и зелено-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Иногда ей свойственна ритмичная градиционная слоистость. Местами в парагенерации встречаются прослои красноцветных пород.

Мелкообломочные парагенерации сложены преимущественно алевролитами и аргиллитами. В незначительном количестве присутствуют песчаники. Встречаются линзы карбонатных и сульфатных пород. Красноцветная парагенерация сложена преимущественно коричнево-бурыми алевролитами и аргиллитами. Она обычно хорошо расслоена и содержит тонкие прослои известняков и мергелей, горизонты известняковых конкреций, линзы гипсов. Парагенерация широко распространена в верхнем палеозое. Сероцветная парагенерация образована светло-серыми и зеленовато-желтыми аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Отличает парагенерацию однообразие облика. Известна она в силуре и карбоне.

Крупно-тонкообломочная красноцветная парагенерация образована конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Присутствуют прослои мергелей и известняков. Для парагенерации характерно устойчивое распределение гранулометрических разностей пород по вертикали: конгломератов и гравелитов — в основании, песчаников — в средней части, алевролитов, аргиллитов и карбонатов вверху. Эквивалентов данной парагенерации в сероцветном ряду нет. Она образует базальные горизонты фамена и нижнего турне.

Карбонатно-терригенные парагенерации сложены песчаниками,

алевролитами, аргиллитами, известняками и мергелями. Количество карбонатных пород невелико, однако их присутствие создает особый облик и обуславливает устойчивую расслоенность парагенераций. Карбонатные породы, как правило, образуют выдержанные прослои, мощность которых меняется от десятков метров до десятков сантиметров. Терригенные и глинистые породы находятся в различных сочетаниях и количествах. Красноцветная парагенерация сложена красно-бурыми аргиллитами, алевролитами, серыми мергелями и известняками. Встречаются прослои песчаников. Парагенерация свойственна тонкая расслоенность. Количество карбонатных пород не превышает 10 %. Известна она в перми. Сероцветная парагенерация выступает в трех разновидностях: в первой преобладают аргиллиты и алевролиты, во второй в достаточном количестве присутствуют песчаники, в третьей роль песчаников значительна. Всем разновидностям свойственна хорошая выдержанность строения. Карбонатные породы составляют десятки процентов. Присутствуют известняки, реже — мергели. Встречаются прослои красноцветных алевролитов и аргиллитов. Распространена парагенерация в девоне, карбоне и перми.

Сравнение разрезов парагенераций терригенного класса показывает значительное разнообразие и сложность их строения. Наибольшая изменчивость характерна парагенерациям красноцветного ряда. Обусловлена она линзовидностью строения, которая проявляется повсеместно и в самых различных масштабах. Мелкая линзовидность свойственна тонкозернистым породам, грубая — всем породам. Наибольшую выдержанность имеют мощные пачки алевролитов и аргиллитов, которые прослеживаются на многие десятки километров. Они образуют крупные изометричные линзы. Меньше выдержаны пласты песчаников и конгломератов, среди которых различаются изометричные и вытянутые тела. Пласты изометричных очертаний характерны для мелкозернистых песчаников. Вытянутые линзовидные пласты сложены разнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Изометричные тела обычно выклиниваются постепенно, сокращая свою мощность от центральных частей к краям. Вытянутые тела оканчиваются резко и имеют вложенное залегание. Их мощность достигает 10—15 м, ширина меняется от нескольких до сотен метров. Контрастные разности пород образуют тела с латеральными границами. Постепенные переходы между ними встречаются редко. Близкие породы, напротив, связаны постепенными переходами. Особенно это характерно для пачек тонкозернистых пород, в которых мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты образуют очень тесные переплетения с нечеткими границами слоев.

Слоистость красноцветных парагенераций разнообразная и многопорядковая. Элементарной является различная тонкая слоистость (слоичатость по Н. Б. Вассоевичу), определяющая текстурную характеристику пород и связанная с динамикой обстановок седиментации. Разномасштабность морфологических типов этой слоистости обусловлена энергетическими уровнями. Сложность

комбинаций текстур определена общей спецификой импульсивности осадочных процессов, которая создает также элементы грубой слоистости низшего ранга. Грубая слоистость более высокого порядка возникает в результате коренной смены седиментационных ситуаций — ландшафтов, поступления материала и т. д.

Для красноцветных парагенераций отмечается ряд общих свойств в распределении литотипов. В пачках тонкозернистых пород аргиллиты тяготеют к верхней, реже — к средней части, в основании они не встречаются. В пластах песчаников крупнозернистые разности и линзы конгломератов обычно находятся у основания, а мелкозернистые — в кровле. Порой наблюдается более сложное распределение: средне- и мелкозернистые песчаники — в основании и кровле; крупнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты — в средней части. Редко встречаются пласты, сложенные в основании мелкозернистыми песчаниками, а в кровле крупнозернистыми песчаниками и конгломератами. Во взаимопереходах различных пород по вертикали устанавливаются несколько случаев. Наиболее часто пласты песчаников и конгломератов располагаются на нижележащих пачках тонкозернистых пород с размывом. Реже встречаются постепенные переходы: переход песчаников к вышележащим тонкозернистым породам обычно постепенный. Красноцветным терригенным парагенерациям в каждом отдельно взятом разрезе свойственна повторяемость однотипно построенных пачек, которая в смежных разрезах наблюдается в ином количестве и сочетании. Эта автономность ритмичности указывает на то, что при образовании красноцветных парагенераций не было региональной цикличности процессов седиментации и синхронности однотипных явлений на площади.

Парагенерации сероцветного ряда более выдержаны по своему строению — однородные пласты и пачки вытягиваются на многие десятки километров, не меняя облика и мощности. Им свойственна четкая обособленность. Размывы и вложенное залегание не характерны. Ритмичная повторяемость в сероцветных парагенерациях обусловлена цикличностью процессов седиментации на значительной площади.

В классе хемогенных выделяются четыре типа парагенераций: три карбонатные и соленосную. Среди карбонатных по преобладанию соответствующих разностей пород выделяются известняковая, доломитовая и мергельная. Второстепенными членами этих парагенераций являются известковые аргиллиты, алевролиты, кремни и гипсы. Карбонатным парагенерациям свойственна хорошая расчлененность и выдержанность строения на площади. Присутствуют они в верхнем девоне, нижнем карбоне и перми. Соленосная парагенерация образована преимущественно слоями. Второстепенную роль играют гипсы, ангидриты, аргиллиты и алевролиты. Местами сульфаты приобретают значительную роль. Соленосная парагенерация известна на трех уровнях: верхнедевонском — нижнекаменноугольном, нижнепермском и верхнепермском.

Среди вулканогенных выделены четыре типа парагенераций: порфировая и три порфириновые. Всем им свойственна линзовидность сложения и изменчивость строения. Маркирующие горизонты встречаются редко. Кроме пород вулканического происхождения присутствуют вулканогенно-осадочные (туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты) и осадочные — конгломераты, песчаники, известняки. Вулканогенные парагенерации распространены преимущественно в девоне. Кроме того, они известны в силуре и карбоне. Вулканогенные парагенерации представляют собой сложный комплекс, в составе которого присутствуют генетически различные образования — собственно вулканогенные, жерловые и субвулканические, имеющие сходную петрографическую характеристику и различающиеся геологической позицией. Порфировая парагенерация сложена краснокаменноизмененными липаритовыми порфирами и туфами кислого состава. Присутствуют линзы красноцветных конгломератов, липарито-дацитовых и дацитовых лав и туфов. Порфириновые парагенерации в соответствии с преобладающим составом пород разделяются на андезитовую, андезито-базальтовую и трахиандезитовую. Порфириновым парагенерациям в целом свойственно однообразие состава и строения. В качестве второстепенных членов в них присутствуют кислые туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники. Для вулканогенных толщ среднего и верхнего палеозоя региона не характерны парагенерации смешанного состава, в которых в равной мере находились бы кислые и основные вулканиты.

Изменчивость каждой парагенерации отражается в количественных вариациях составляющих ее литотипов, частных особенностях сложения, колебаниях мощностей и т. д.

Фации

Реконструкция условий образования отложений связана с выделением генетических типов. Представление о генетических типах введено А. П. Павловым (1888 г.), который понимал под ними «отложения, образовавшиеся в результате работы определенных геологических агентов» — пролювиальные, аллювиальные и др. Развитие литологической науки преобразовало эти первоначальные представления (Д. В. Наливкин, 1932—1956 гг.; Т. П. Давыдова, Ц. Л. Гольдштейн, 1947 г.; Ю. А. Жемчужников и др., 1950—1959 гг.; Н. М. Страхов, 1960—1962 гг.; Л. Б. Рухин, 1961—1963 гг.; Г. Ф. Крашенинников, 1962 г.; Е. В. Шанцер, 1966 г.; П. П. Тимофеев, 1968—1974 гг. и др.).

Генетический тип большинством литологов принимается в более узком толковании как порода с определенным набором признаков, отражающих условия накопления. Генетический тип может быть представлен совокупностью пород, признаки которых отражают общность условий их накопления. Определяющими свойствами генетических типов могут быть присутствие органических остат-

ков и их особенности, состав, структуры, текстуры, соотношение и распределение компонентов, а также наличие разнообразных знаков на поверхностях напластования (ряби, капель дождя, жизнедеятельности животных и т. д.). Немаловажное значение при установлении генетической принадлежности имеет сочетание пород и строение толщ в разрезе и на площади, форма пластов и их взаимоотношение. Наконец, естественное распределение генетических типов в пространстве является не только контролем правильности, но и критерием их выделения. Отнесение той или иной породы (группы пород) к определенному генетическому типу может быть более или менее уверенным в зависимости от надежности признаков, многие из которых стали уже классическими. И все же нередко, даже при наличии целого комплекса признаков, бывает трудно однозначно оценить генетическую принадлежность отложений. В других же случаях генезис породы, напротив, устанавливается каким-либо одним ее свойством. В общем среди комплексов определяющих признаков всегда обозначаются ведущие — типоморфные. Исследования современных осадков показывают, что одинаковые признаки (и их сочетания) могут быть присущи отложениям, возникающим в различных обстановках. Это, естественно, требует большой осторожности при их интерпретации в древних отложениях.

Под фацией мы понимаем отложения и условия их образования. Первая составная часть понятия — отложения (осадки или образовавшиеся из них породы) представляют собой генетические или фациальные типы, вторая — фациальные условия. По аналогии с современной географической обстановкой в определении фаций принято учитывать особенности элементов ландшафта, а также физических и химических процессов, происходящих на земной поверхности. Однако по осадкам прошлого далеко не всегда возможно восстановить природное многообразие ландшафтных элементов, определить их естественную соподчиненность и установить сочетание разнородных процессов. Этому препятствуют недостатки сведений, конвергентность признаков, а также отсутствие резких и четких границ между отдельными фациями и создающими их факторами, что определяет существование множества взаимопереходов. Поэтому в региональном фациальном анализе оказалось возможным реконструировать только наиболее крупные элементы, которые порой отвечают понятию «макрофация». В понимании градации фациальных элементов пока нет общего мнения. Несмотря на многие исследования, этот вопрос находится в стадии разработки. Представляется, что фация — производная элементарных обстановок и форм седиментации, тогда как макрофация отвечает комплексу отложений ландшафтной зоны. Фациальная принадлежность отложений среднего и верхнего палеозоя рассматривалась Н. Г. Кассиным (1939—1950 гг.), Г. Е. Быковым (1935 г.), Д. Г. Сапожниковым (1948 г.), В. М. Поповым (1950—1955 гг.), П. Т. Тажибаевой (1949—1964 гг.), А. А. Клубовым (1956 г.), Н. В. Литвинович (1960—1965 гг.), А. С. Кумпаном (1966—1969 гг.),

Т. Н. Голубовской (1971—1979 гг.), М. В. Мартыновой (1960—1973 гг.), Н. Л. Габая (1970 г.), Т. П. Разиной (1969—1975 гг.), И. П. Дружининым (1963—1967 гг.), С. Б. Бакировым (1965 г.), В. Пейхом (1966—1969 гг.), данные которых нами учтены в описаниях. Выделяются континентальные, переходные, бассейновые и морские отложения.

Континентальные отложения

Континентальные отложения распространены очень широко. Среди них можно выделить образования четырех макрофаций.

Макрофация предгорных шлейфов

Отложения предгорных шлейфов известны на разных уровнях. Наиболее широко они распространены в среднем и верхнем девоне и в среднем и верхнем карбоне, где слагают крупнообломочные парагенерации. Реже эта макрофация встречается среди накопленных силура и нижнего девона. Отложения предгорных шлейфов характеризуются пестрым набором гранулометрических разновидностей пород, в который входят глыбовые брекчии и конгломераты, разнообразные, нередко пуддинговые гравелиты и песчаники, алевриты, а также аргиллиты. Хемогенные породы отсутствуют. Цвет пород преимущественно пестрый — красно-бурый, коричнево-бурый, буровато-серый, серый или серо-зеленый. Общими чертами отложений макрофации являются их плохая сортировка, слабая окатанность гравийно-песчаного материала и несколько лучшая галечного, тесное переплетение и сочетание по латерали и вертикали контрастных гранулометрических разностей пород. В составе макрофации можно различить четыре фации.

Фация щебнисто-глыбовых отложений обвалных склонов представлена двумя генетическими типами пород.

Тип 1. Глыбовые брекчии, состоящие из совершенно неокатанных обломков, размер которых варьирует от нескольких сантиметров до 15 м в поперечнике. Сортировка и упорядоченность в ориентировке отсутствуют. Породам этого типа свойственна массивная текстура. Заполняющая масса либо отсутствует и обломки плотно прилегают друг к другу, либо составляет несколько процентов и представлена несортированным песчаником или щебнистым гравелитом. Цвет заполняющей массы буровато-серый. Состав глыбовых брекчий однороден: присутствуют исключительно обломки древних пород. Мощности скоплений глыбовых брекчий достигают десятков—первых сотен метров. Они располагаются на неровной поверхности древних пород, но иногда находятся среди отложений своего возраста.

Тип 2. Щебнистые брекчии, несортированные с включениями неокатанных обломков пород размером до трех метров. Брекчиям свойственно однообразие состава и отсутствие слоистости. Заполняющая масса составляет не более 10 % породы и представлена песчано-алевритовыми материалами плохой сортировки и окатан-

ности. Нередко отмечается «сгустковое» размещение обломков одинаковой размерности. Цвет пород буровато-серый и бурый, кое-где с зеленоватым оттенком. Органические остатки встречены не были. Мощность брекчий не превышает первых метров, редко десятков метров. Располагаются они среди отложений своего возраста, ассоциируясь с генетическими типами других континентальных фаций.

Оба типа нередко составляют единый парагенез, однако встречаются и порознь. Форма образуемых ими тел в плане вытянутая или неправильная, в разрезе — линзовидная. При взаимоотношении с древними породами им свойственно вложенное залегание; с разновозрастными отложениями вложенное залегание не характерно. Напротив, к ним прислоняются отложения других фаций — пролювиальных, озерных. Генетические типы этой фации определяются площадью от первых десятков до сотен квадратных метров.

Фация щебнисто-глыбовых отложений занимает самое окраинное положение в комплексе макрофации предгорных шлейфов, примыкая к выступам древних пород и фиксируя собой границу областей размыва и седиментации. Среди современных отложений ее аналогами являются коллювиальные накопления, распространенные на крутых, лишенных растительности склонах горных хребтов засушливых районов.

Фация грязево-глыбово-валунных отложений селевых выносов представлена двумя генетическими типами отложений.

Тип 1. Глыбово-валунно-галечные конгломераты с песчано-глинистой заполняющей массой. В составе конгломератов присутствуют разнообразные обломки древних пород. Встречаются также обломки вмещающих толщ — песчаники, алевролиты, аргиллиты. Обломки древних пород — неокатанные и полуокатанные, с притертыми краями, иногда среднеокатанные. Их размер колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м. Обломки пород вмещающих толщ неокатанные, представляющие собой перемещенные отторженцы слоев, размером до нескольких метров. В конгломератах отсутствуют признаки сортировки и ориентировки, за исключением крупных отторженцев, которые расположены субпараллельно напластованию. Однако в целом наблюдается концентрация наиболее грубого материала в нижней части слоя. Особенно это характерно для слоев мощностью в несколько десятков метров. Наиболее характерной чертой типа является песчано- или гравийно-алеврито-глинистый состав вмещающей массы без признаков гранулометрической сортировки. Количественное соотношение крупных обломков и вмещающей массы, а также гравийно-песчаной и глинистой составляющей самое различное: часто порода представляет собой алевритистый аргиллит, в который включены редкие валуны и глыбы. Цвет вмещающей массы буровато-серый и красно-бурый. В целом эти породы имеют массивное сложение, в котором за счет неравномерного распределения материала участками про-

является пятнистость, иногда приближающаяся к грубой неправильной линзовидной слоистости.

Тип 2. Щебнистые брекчии с алеврито-глинистой заполняющей массой, с редкими включениями неокатанных обломков разнообразных пород. Породы обычно несортированы и неслоисты, характерен алеврито-глинистый состав заполняющей массы, превышающий суммарный объем обломков. Последним свойственны неупорядоченность в расположении и совершенная неокатанность. По составу щебень и крупные обломки в пределах слоя однородны — обычно это древние породы, реже обломки вмещающих толщ. Размер щебня не превышает нескольких сантиметров, крупных обломков — нескольких десятков сантиметров. Цвет пород — красно- и коричнево-бурый. Мощность образуемых этим типом тел достигает первых метров.

Оба генетических типа составляют единый парагенез, хотя в ряде случаев они были обнаружены отдельно среди отложений других фаций — конусов выноса, русел горных рек, озер.

Форма тел, образуемых глыбово-валунно-галечными конгломератами и щебнистыми брекчиями, в плане неправильная, в разрезе — линзовидная без признаков вложенного залегания. От подстилающих пород они четко обособлены по резким, эрозионным контактам. С перекрывающими отложениями они имеют двоякие соотношения в зависимости от фациальной принадлежности первых: отложения горного аллювия налегают по резким эрозионным контактам, пролювиальные комплексы отделены резкой, но не эрозионной поверхностью, отложения временных озер сменяют их постепенно. Латеральный взаимопереход отложений рассмотренной фации удалось изучить только с накоплениями временных озер (р. Терсаккан), где между ними установлен постепенный переход: на протяжении 1700 м щебнистые неслоистые брекчии с алеврито-глинистым цементом и крупными (до 15 см) неокатанными обломками замещаются вначале песчанистыми и алевритистыми аргиллитами массивной текстуры с редкими включениями щебня, а затем пачками алевролитов и аргиллитов с разнообразной тонкой слоистостью, горизонтами и включениями известняковых конкреций. Площадь распространения генетических типов фации составляет сотни и первые тысячи квадратных метров.

Фация грязево-глыбово-валунных отложений селевых выносов распространена нешироко, занимает окраинное положение, примыкая к областям сноса. Ее дистальные части, представленные генетическим типом 2, могут быть удалены от границы областей размыта и седиментации более чем на 15 км. В грубообломочной парагенерации отложения фации встречаются спорадически. В современных отложениях аналогами этой фации являются селевые выносы. Состав, структуры, текстуры отложений фации дают однозначные критерии для ее диагностики.

Фация песчано-галечных отложений конусов выноса составляет основу крупнообломочной парагенерации красно-

цветного, а отчасти и сероцветного ряда. Она представлена пятью генетическими типами.

Тип 1. Конгломераты, крупно-мелкогалечные, разногалечные, часто валунные, красноцветные. В составе конгломератов присутствуют обломки древних пород. Обломки пород одновозрастных толщ встречаются редко и только в базальных частях горизонтов. Степень окатанности обломков различна — от хорошо до среднеокатанных. Сортировка галечного материала — плохая и средняя: в мелко- и среднегалечных конгломератах нередко присутствуют редкие крупные гальки и валуны. Напротив, валунные конгломераты содержат разнообразный галечный материал. Заполняющая масса представлена гравийно-песчаным материалом; встречается также алеврито-песчаное и алеврито-глинистое заполнение.

В горизонтах конгломератов иногда отмечается улучшение сортировки от основания к кровле, сопровождаемое уменьшением гранулометрии. Однако большей частью распределение гранулометрических разностей более сложное, разнообразное, линзовидное или зональное. На подстилающие отложения различной фациальной принадлежности конгломераты ложатся либо по резкой границе (с размывом или без него), либо с постепенным переходом. Мощность прослоев меняется от первых до нескольких десятков метров. Конгломератам свойственна массивная и грубая линзовидная текстура.

Тип 2. Песчаники крупнозернистые и гравелиты пудинговые, несортированные, красноцветные. Основной особенностью этого типа является пудинговое сложение пород: в несортированные, с плохой окатанностью зерен, крупнозернистые песчаники и гравелиты включены хорошо и среднеокатанные валуны и гальки разнообразных древних пород. Насыщенность пород валунно-галечным материалом меняется и порой достигает концентрации конгломерата с соотношением валуны + галька / песчаник + гравелит = 3 : 1. В этих случаях генетический тип приближается по своей характеристике к типу 1 и грань между ними проводится условно. Ему также свойственно массивное или груболинзовидное сложение. Мощность прослоев варьирует от нескольких до многих десятков метров. Часто в линзах-пластах отмечается уменьшение зернистости вверх по разрезу, вместе с тем исчезают валуны и гальки. Однако этот признак не является универсальным.

С типом 1 генетический тип 2 связан постепенным переходом. С подстилающими и покрывающими отложениями они имеют резкие (без размыва) или постепенные переходы. В большинстве случаев оба типа составляют единую ассоциацию, однако иногда встречаются раздельно. Обычно генетический тип 2 размещается на большем удалении от областей сноса, хотя сложно-фестончатое соотношение этих типов в плане может нарушать эту закономерность. Нередко, тесно переплетаясь, оба типа образуют мощные (до нескольких сот метров) пакеты. В других случаях они переслаиваются с отложениями макрофации озерных бассейнов, образуя протяженные (десятки километров) горизонты вдоль фронта гор-

ных областей сноса, на расстоянии 30—50 км от которых они не встречаются.

Тип 3. Песчаники разнозернистые, от мелко- до крупнозернистых, песчанистые алевролиты, алеврито-песчанистые аргиллиты, красноцветные. Этот генетический тип представляет фацию почти во всех разрезах крупнообломочной парагенерации красноцветного ряда, однако его диагностическая характеристика очень затруднена и неоднозначна. Многие признаки данного типа характерны также для некоторых генетических типов фации карбонатно-глинисто-песчаных отложений сезонных озер. Собственно говоря, этот тип является связующим звеном между фациями конусов выноса и водоемов сезонного типа. Располагается он в дистальной части конусов выноса, по периферии областей, занятых генетическими типами 1 и 2. Ему также свойственно полосовое распространение, однако выражено оно менее отчетливо и улавливается с большим трудом из-за чрезвычайной фестончатости контуров и тесной взаимосвязи со сходными отложениями фации сезонных озер. Для этого типа характерно постепенное и закономерное уменьшение зернистости материала от основания к кровле слоя, а по латерали — в сторону удаления от областей сноса. В то же время аналогичные изменения гранулометрии наблюдаются вдоль фронта области сноса. С подстилающими отложениями породы этого типа связаны постепенным переходом, с вышележащими — соотношения различны и обусловлены их характером. По латерали тип 3 постепенно замещается другими генетическими типами данной макрофации или макрофации озерных бассейнов. В размещении описанных генетических типов фации имеется определенная закономерность и повторяемость: по латерали между генетическими типами 1 и 3 располагается тип 2; в разрезе нередко тип 3 сменяет тип 1 непосредственно.

Породы типа 3 отличаются от близких им песчаников и алевролитов фации сезонных озер следующими признаками: бескарбонатностью состава цемента, массивностью сложения (полное отсутствие тонкой слоистости любых видов), худшей сортировкой и слабой обработкой обломочного материала, тесной ассоциацией с конгломератами и гравелитами типов 1 и 2.

Тип 4. Алевролиты и аргиллиты, гравийно-песчанистые с гальками и валунами, красноцветные. Распространен этот генетический тип нешироко и встречается в подошве конгломератов генетического типа 1. Красно-бурые алевролиты и аргиллиты, насыщенные разным количеством песчано-гравийного материала, содержат отдельные гальки и валуны разнообразных древних пород. Текстура пород массивная с пятнисто-зональным распределением песчаного материала. К нижележащим породам (массивным или тонкослоистым алевролитам, песчаникам или аргиллитам) и вышележащим (конгломератам или пуддинговым гравелитам и песчаникам) переходы постепенные. Мощность образуемых данным генетическим типом тел составляет десятки сантиметров до 1 м. Он символизирует собой первые порции выноса потоков, материал которых сме-

шивался с еще не затвердевшими осадками последних порций предыдущих потоков (тип 3) или с отложениями временных озер. Последнее предположение связано с тем, что в отдельных случаях породы типа 4 загипсованы (ведущий признак отложений фации временных горько-соленых озер).

Тип 5. Конгломераты разногалечные, часто валунные, гравелиты, разнозернистые пуддинговые песчаники, сероцветные, иногда пестроцветные. Этот генетический тип имеет локальное площадное распространение. Конгломераты представлены гальками и валунами разнообразных пород хорошей и средней окатанности. Вмещающая масса сложена грубозернистыми несортированным песчаником и гравелитом. В общей массе породы она занимает 10—20 % и реже достигает 40 %. Конгломератам, гравелитам и песчаникам свойственна массивность сложения или грубая горизонтальная и линзовидная слоистость. От основания к кровле отдельных слоев намечается уменьшение гранулометрии. В других случаях подобных изменений не наблюдается и по всему слою имеется равномерное гранулометрическое распределение материала.

Цвет пород — зеленый, зелено-серый, серый, иногда пятнистый или буровато-серый. Этот генетический тип в разрезах ассоциируется с зеленоцветными, реже пестроцветными отложениями (песчаники, алевролиты) озерного происхождения. По латерали, в сторону от области сноса конгломераты сменяются пуддинговыми гравелитами и песчаниками, а далее песчаниками и песчанистыми алевролитами озерного генезиса. Мощность прослоев пород данного типа меняется от нескольких до многих десятков метров: у областей сноса она возрастает, а на удалении сокращается. На подстилающих породах они залегают по резкой, иногда эрозивной границе и постепенно сменяются вышележащими отложениями. Рассмотренный генетический тип имеет небольшие ареалы распространения (несколько квадратных километров) в зоне конуса выноса. Вдоль фронта области сноса он замещается генетическими типами 1 и 2. По вертикали такая ассоциация менее характерна, что создает ему достаточно четкую обособленность.

В макрофации отложений предгорных шлейфов фация конусов выноса занимает наибольшие площади. В современных отложениях ей соответствуют накопления пролювиальных шлейфов аридных зон, краевые, приближенные к областям сноса, части которых сложены грубообломочными породами (генетические типы 1, 2, 4, 5), а дистальные — сравнительно тонкообломочными (тип 3). В большинстве случаев пролювиальные конусы выноса отдельных, сезонно пульсировавших, потоков соединялись друг с другом и создавали полосы, непрерывно окаймлявшие горные сооружения. Участки концентрации сероцветных грубообломочных пород (генетический тип 5) характеризовались устойчивой обводненностью и представляли области семиаридного климата. К ним приурочены скопления остатков наземной растительности — захоронения крупных стволов в горах Котр, Аиртау, обычно не характерные для отложений этой фации.

Фация гравийно-галечных отложений русел горных рек в самостоятельном выражении распространена широко. Однако ее удельный вес в комплексе макрофации предгорных шлейфов невелик. Отложения фации распознаются легко, главным образом по морфологии образуемых тел и соотношению с вмещающими породами. Фация представлена двумя генетическими типами.

Тип 1. Конгломераты разногалечные—часто крупногалечные (до валунных) с включениями разнообразных пород. Породы совсем не сортированы. Однако участками отмечается некоторое преобладание то крупных, то более мелких обломков. Окатанность материала хорошая и средняя, иногда плохая. В обломках присутствуют чаще древние породы. Редко встречаются обломки пород разновозрастных вмещающих толщ. Заполняющая масса представлена серо-бурым и буровато-серым несортированным гравелитом и гравелитистым песчаником массивной текстуры. В распределении обломочного материала часто наблюдается упорядоченность: наиболее грубообломочные породы находятся в основании слоя. При значительной мощности (10—15 м) отмечается неясно линзовидное строение пластов при неоднократном повторении убывания гранулометрии, создающее слабый эффект ритмичности. В основании и кровле каждый слой ограничен резкими поверхностями, нижняя закономерно является эрозионной. Мощность образуемых этим генетическим типом тел различная — от нескольких до 20 м. Для него обычна ассоциация с конгломератами конусов выноса, от которых он порой отличается только вытянутой (ленточной) формой тел вложенного залегания.

Тип 2. Конгломераты мелко-среднегалечные, иногда крупногалечные, гравелиты пудинговые, крупнозернистые песчаники с включениями гравия и гальки. Породы образуют ленточноудлиненные тела вложенного залегания, шириной в десятки метров и мощностью до нескольких метров. Строение тел монолитное, либо неправильно линзовиднослоистое. В первом случае от основания к кровле намечается уменьшение гранулометрии. Во втором — каждая линза, также вложенного соотношения в пределах слоя, начинается грубообломочным и завершается тонкообломочным материалом. Однако нередко они имеют однородное строение при слабой гранулометрической сортировке материала. Для гравелитов и песчаников отмечаются одиночные крупные (0,5—1 м) косые серии подстилающего типа. В базальных частях каждого слоя присутствуют обломки разновозрастных пород — красно-бурых аргиллитов, алевролитов, мелкозернистых песчаников. Этот генетический тип ассоциируется с генетическими типами 2 и 3 фации конусов выноса. Однако его присутствие устанавливается за пределами зоны конусов выноса — в области озерных (или иных бассейновых) отложений.

Фации гравийно-галечных отложений русел горных рек и конусов выноса составляют единый парагенез, начальным членом которого является фация русел горных рек. Диагностический признак

отложений последней — ленточная форма тел вложенного залега-ния. Прочие признаки конвергентны и не могут быть достаточными при разделении этих фаций. Обе фации распространены в единых разрезах. В современных отложениях фация горных рек соответст-вует горно-равнинному аллювию. Однако та его часть, которая ны-не распространена в долинах горных рек, прорезающих коренные породы, в ископаемом состоянии нигде не сохранилась. Вероятно, она может быть обнаружена среди грубообломочных пород, ассо-циирующихся с наземными вулканитами талдымесской или кара-сайской свиты. В средне- и верхнепалеозойских толщах обнаружен аллювий русел рек, вышедших за пределы горных сооружений. Два генетических типа отражают разную удаленность областей седи-ментации. Не исключено, что они могут отражать не уменьшение силы потока с удалением от горных сооружений, а соответствовать разным потокам отличной динамики.

Макрофация отложений предгорных шлейфов представляет сложное сочетание преимущественно грубообломочных отложений конусов выноса, русел горных рек, селевых потоков и обвальных склонов. Всем им свойственна плохая сортировка обломочного ма-териала, присутствие валунов и глыб разнообразных пород, бурая, буро-серая и серовато-бурая окраска. Зеленый и серый цвет встре-чаются редко: сероцветные комплексы занимают локализованные участки среди комплексов красноцветной окраски. Отложения макро-фации прилегают непосредственно к горным областям сноса и в составе обломочного материала сохраняют специфику последних. Наиболее грубообломочные накопления находятся близ областей сноса. Отложения макрофации размещаются полосами, ширина которых варьирует от нескольких до 50 км. В сторону от областей сноса отложения предгорных шлейфов переходят в отложения озерных бассейнов и равнинных рек. В разрезе они переслаивают-ся с отложениями озерных бассейнов. Последние к областям сноса выклиниваются. Породам макрофаций предгорных шлейфов не свойственно присутствие растительных остатков: они обнаружены только в сероцветных комплексах, возникших в семиаридных ус-ловиях.

Макрофация аллювиально-озерных равнин

Отложения макрофации распространены широко в среднем и верхнем девоне, в среднем и верхнем карбоне и нижней перми. Они установлены главным образом в среднеобломочной и средне-мелкообломочной парагенерациях красноцветного ряда. Отложе-ния макрофации характеризуются различными гранулометрически-ми разностями пород — от мелкогалечных конгломератов до алев-ролитов. Хемогенные породы не характерны. Преобладают песча-ники. В составе макрофаций выделено шесть фаций. Окраска по-род красноцветная — красно-бурая, коричнево-бурая, бурая и се-ро-бурая, реже сероцветная — буровато-серая, серая, серо-зеленая

и зеленая. Многие генетические типы отличаются только по текстурным признакам, особенностям соотношения с окружающими породами или же опознаются по взаимным ассоциациям.

Фация галечно-песчаных отложений русел равнинных рек представлена тремя генетическими типами отложений.

Тип 1. Песчаники разномелкозернистые, от крупно- до мелкозернистых грубокослоистые. Песчаники образуют ленточновытянутые тела вложенного залегания, которым свойственна грубая косослоистая текстура. Косые серии (мощность до 2,5 м) подстилающего типа собраны в многоярусные пакеты, отдельные секции которых разделены поверхностями, субпараллельными подошве слоя. Косые серии в соседних по вертикали секциях имеют близкий азимут падения слоев, отличающийся не более чем на 30°. Углы наклона слоев (максимальные значения для слоистости подстилающего типа) не бывают менее 20°. Мощность слоев составляет 1—2, редко до 5 см. В слоях отмечается сортировка с уменьшением гранулометрии от основания к кровле. Нередко в нижней части серий, особенно находящихся в базальных горизонтах слоя, песчаники содержат неокатанные обломки красно-бурых аргиллитов, алевролитов, мелкозернистых песчаников или вымытые из подстилающих пород карбонатные конкреции. Размер обломков не превышает 7 см. Зафиксированный фронт косонаслоенных серий максимально составлял 50 м, но обычно не превышал 20 м. Мощность тел, образуемых отложениями генетического типа, колеблется от нескольких до 15 м. На подстилающие отложения они налегают по резкой, эрозионной границе; с вышележащими — пойменными или озерными — связаны постепенным переходом. Цвет пород типа меняется от красно-бурого до серовато-зеленого. Однако одному слою подобный диапазон не свойствен, хотя не исключено, что по протяженности ленточных слоев переходы от красно-бурых к зелено-серым окраскам возможны.

Тип 2. Песчаники средне-мелкозернистые, массивные образуют ленточные тела вложенного залегания мощностью от 1 до 20 м. Основание пластов — резко неровное, кровля — горизонтальна. Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами соответственно резкие, эрозионные и постепенные. Песчаники имеют среднюю, местами хорошую сортировку. В основании и боковых частях тел сортировка ухудшается: здесь присутствуют неокатанные обломки вмещающих пород (красно-бурые алевролиты и аргиллиты), создающие местами скопления осадочных брекчий. Текстура пород массивная или грубая, горизонтально слоистая. Встречаются мелкие (до 20 см) одиночные косые серии подстилающего типа и своеобразная линзовидность, связанная с размывами при боковой миграции русел. Цвет пород — красно-бурый, коричнево-бурый и серовато-бурый.

Тип 3. Конгломераты мелкогалечные, внутрiformационные. Этот генетический тип имеет широкое распространение. Конгломераты сложены слабо окатанными обломками пород одновозрастных толщ. Состав обломков однороден — красноцветные, иногда

зеленоцветные аргиллиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники, известняки или известняковые конкреции. Конгломераты располагаются в основании пластов песчаников руслового генезиса, образуя маломощные линзы или заполняя эрозионные карманы в подстилающих породах. Порой им свойственно вложенное залегание и ленточная форма тела. Конгломераты имеют массивную текстуру, среднюю сортировку и песчаную заполняющую массу. Цвет пород — красно-бурый и коричнево-бурый.

Фация галечно-песчаных отложений русел равнинных рек распространена широко, однако ее удельный вес среди отложений макрофации невелик — не более 10—15 %. Типоморфным признаком фации является четкая пространственная локализация отложений в телах ленточной формы и эрозионно-вложенного залегания среди накоплений пойм, временных озер и сухих дельт. Во многих случаях отложения фации однозначно опознаются по характерным текстурам — многоярусной однонаправленной грубой косой слоистости подстилающего типа, эрозионно-вложенной линзовидности. Фации наиболее свойственны внутриформационные конгломераты. В современных отложениях описанная фация соответствует русловому аллювию рек равнинных областей аридной зоны типа Прикаспийской низменности или южного Приаралья, для которых характерны разветвленность и меандрирования, сравнительно незначительная боковая эрозия при небольшом врезе в ложе основания. Реки эти в большинстве своем имеют сезонное наполнение.

Фация алевроито-песчаных отложений поймы распространена, по-видимому, очень широко в среднеобломочной и особенно средне-мелкообломочной парагенерациях красноцветного ряда. Однако устанавливается она с большим трудом, поскольку не обладает типоморфными признаками, которые бы надежно отличали ее от отложений временных озер и внешних частей пролювиальных шлейфов. По своей природе эта фация занимает промежуточное положение. В ее составе выделены три генетических типа.

Тип 1. Песчаники разнозернистые, от крупно- до среднезернистых, массивные, с одиночными косыми сериями. Породы имеют бурую, красно-бурую или зелено-серую окраску. Мощность образующих ими тел меняется от десятков сантиметров до 1,5 м. В своем распространении они примыкают к аллювию равнинных рек и с подстилающими отложениями соотносятся по резкому неровному контакту. В их нижней части отмечаются слабо окатанные обломки красноцветных аргиллитов и алевролитов. Сортировка обломочного материала в крупнозернистых песчаниках — слабая, в среднезернистых — умеренная. В распределении материала существует закономерность: убывание гранулометрии в сторону от русловых потоков. При этом зернистость пойменных отложений не бывает крупнее зернистости соседствующих с ними русловых отложений. В тех частях слоя, которые сложены крупнозернистыми песчаниками, сортировка по вертикали отсутствует. Для частей слоя,

образованных среднезернистыми песчаниками, наблюдается уменьшение гранулометрии кверху, где появляется примесь мелкозернистого песчаного и алевритового материала. Переход к вышележащим отложениям постепенный, если они не представлены русловым аллювием. Косые серии чаще всего встречаются в крупнозернистых песчаниках. Их размер не превышает 50 см, чаще равняется 10—20 см. Тип косых серий — подстилающий, с максимальным наклоном слоев в 30°. Мощность слоев меняется от долей до 1,5 см. Ориентировка косых серий по отношению к косым сериям соседствующих русловых отложений различна, но не бывает встречной. Приведенная характеристика показывает, что обнаружить отложения данного генетического типа в отдельных мелких обнажениях и скважинах трудно. Для уверенных заключений требуются крупные обнажения, в которых возможно проследить соотношения различных фациальных типов.

Тип 2. Песчаники мелкозернистые, массивные, груболинзовидно-слоистые. Цвет пород красно-бурый, изредка серовато-бурый. Песчаники ассоциируются с русловым аллювием, с которым соотносятся по латерали через генетический тип 1. Им свойственна средняя сортировка материала: к мелкообломочной фракции приращено до 20—30 % среднеобломочной или алевритовой составляющей. К кровле слоев, мощность которых меняется от десятков сантиметров до двух метров, в соотношении примеси отмечается смещение в сторону алевритовой составляющей: появляются линзочки песчанитых алевритов. В характеристике контактов отложений с выше- и нижележащими отмечена устойчивая однотипность: четкая и резкая (без размыва) граница в подошве слоя и постепенный переход — в кровле. В разрезе генетический тип чаще всего перемежается с отложениями временных озер. Свойственная ему грубая линзовидность обусловлена трещинами пластовой отдельности: каких-либо изменений вещественного или гранулометрического состава в соседних линзах не обнаружено. Иногда песчаники этого типа заполняют небольшие углубления (до 1,5 м) с пологими краями.

Тип 3. Песчаники мелкозернистые, алевритистые, алевролиты песчанистые, аргиллиты песчанисто-алевритистые, массивные, груболинзовидно- и горизонтально-слоистые. Породы окрашены в красно- и коричнево-бурые тона. В разрезе они образуют пакеты незакономерного чередования с постепенными переходами между слоями. Мощность отдельных монолитных прослоев меняется от нескольких до 30-ти сантиметров, пакетов — от десятков сантиметров до трех метров. В слое породы массивны. В ряде случаев отмечена неясная пятнистость, обусловленная обогащением участков инородным — песчаным, алевритовым или глинистым, материалом. Породы этого типа переслаиваются с отложениями временных озер или находятся в комплексе с генетическим типом 2, сменяя его по вертикали. Непосредственных переходов в разрезе от руслового аллювия к отложениям этого типа не отмечалось. Не

удалось пока изучить его латеральные соотношения с другими генетическими типами.

Фация алеврито-песчаных отложений поймы присутствует в тех же комплексах, что и фация русел равнинных рек. Для них свойствен тесный парагенез, что повышает уверенность при определении генетических типов. Для генетических типов, представляющих комплекс пойменных отложений, свойственно следующее: 1) песчаники обычно мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые, алевролиты и аргиллиты; 2) плохая и умеренная сортировка, худшая в основании слоя и лучшая сверху, 3) закономерное уменьшение зернистости от основания к кровле, 4) мелкая и средняя косая слоистость в основании слоя, косолинзовидная и грубая линзовидная — сверху, 5) присутствие мелких остатков растений, 6) отсутствие пород с повышенной карбонатностью, 7) красно-бурый, бурый, серо-бурый, редко зелено-серый цвет отложений, 8) частое переслаивание (1—30 см) алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников, 9) наличие слабых размывов, 10) парагенетическая связь и типовые соотношения и сочетания с русловым аллювием и отложениями временных озер. И все же, несмотря на обилие признаков, диагностика отложений фации зачастую может быть неоднозначной. В современных условиях фация отвечает пойменному аллювию равнинных рек аридной зоны. Однако характерных морфологических элементов типа прирусловых валов, каналов прорыва или частных дельт временных протоков в ископаемом состоянии обнаружить не удалось.

Фация галечно-песчаных отложений выносов сезонных потоков связана со среднеобломочной и средне-мелкообломочной парагенерациями красноцветного ряда. Ее присутствие сопровождается появлением сероцветных окрасок пород. Фация имеет ограниченное площадное распространение. В разрезах она образует единичные пакеты или занимает их значительную часть, перемежаясь с отложениями другого генезиса. Фацию представляют четыре генетических типа.

Тип 1. Песчаники разнозернистые, от крупно- до среднезернистых, гравелиты, грубокосослоистые, сероцветные. Данный генетический тип представляет фацию очень широко. Песчаники и гравелиты имеют слабую сортировку материала, которая несколько улучшается с уменьшением гранулометрии. В отдельно взятом слое закономерности в размещении пород по зернистости не установлено. Основание пластов резкое, эрозионное, но без вложенного залегания. В базальных частях присутствуют обломки нижележащих пород. Песчаникам свойственна крупная разнонаправленная подстилающая косая слоистость. Мощность отдельных серий измеряется метрами—десятками метров. Косослоистая текстура заполняет весь объем слоя. Соседние косые серии часто имеют резко отличные азимуты падения, статистическая обработка которых показала их значительный разброс. В то же время всегда имеются румбы, в пределах которых наклон косых серий отсутствует. Толщина слоев в сериях меняется от 1,5 до 5 см. В них иногда от-

мечается уменьшение зернистости от основания к кровле. Наибольший наклон слойков составляет $25-35^\circ$ и редко увеличивается до 45° . Текsturную характеристику генетического типа дополняют наличие на поверхностях пластин косых серий мелких знаков асимметричной ряби ($h=1,0-1,5$ см, $l=2-3$ см), ориентированных перпендикулярно к падению слойков, «ванн и бугров» водоворотных течений, сочетающихся с симметричной рябью гигантских размеров ($h=15-20$ см, $l=50-70$ м), для которой обычны клиновидно-островерхние короткие (1,5—2 м) валики и плоские понижения между ними, крупной волнистой, линзовидной и линзовидноволнистой слоистости, следов неровностей микрорельефа, вызванных интенсивными течениями. Цвет пород меняется от слабо буровато-серого до зеленого. Признаки рассмотренных отложений указывают на то, что их образование связано с потоками, часто и резко менявшими направление.

Тип 2. Песчаники, разномзернистые от крупно- до мелкозернистых, гравелиты, грубокослоистые, красноцветные. Литолого-петрографическая характеристика этого генетического типа сходна с предыдущим. Основные отличия заключаются в красноцветной окраске пород и присутствии песчаников мелкой зернистости лучшей сортировки.

Оба генетических типа обычно встречаются раздельно. В других случаях между ними установлен переход по латерали одного пласта. Наблюдения в окрестностях Джекказгана показали, что серо-зеленые песчаники замещаются во всех направлениях краснобурыми. При этом все прочие признаки (состав, зернистость, степень сортировки, текстурные особенности, характер наслоения и соотношение между отдельными разностями пород) остаются без изменения. Все это указывает на то, что серо-зеленый цвет песчаников обусловлен локальными причинами. Представляется, что он имеет диагенетическую природу и связан с постоянно обводненными участками по периферии дельт сухого типа, в осадках которых существовали устойчивые восстановительные условия.

Тип 3. Песчаники разномзернистые, от средне- до мелкозернистых, сероцветные, средней сортировки, массивной, горизонтальной или крупной линзовидной текстуры. Распределены они среди отложений типа 1, образуя линзы слегка вытянутых или изометричных очертаний. Иногда они имеют вложенное залегание. Мощность линз достигает 20—25 м. В них были найдены следы наземных позвоночных. Возникновение этого фациального типа, скорее всего, связано с существованием изолированных резервуаров — заводей, аккумулировавших разнообразный материал,

Тип 4. Конгломераты мелко- и среднегалечные, красноцветные и сероцветные распространены нешироко, образуя линзы среди отложений предыдущих генетических типов фации. Мощность линз меняется от десятков сантиметров до 12-ти метров. В плане они имеют вытянутые или изометричные очертания. Иногда им свойственно вложенное залегание. Сортировка галечного материала конгломератов из обломков древних пород средняя и хорошая, окатан-

ность хорошая. Часто они переходят в пудинговые гравелиты и крупнозернистые песчаники. Вмещающая масса конгломератов составляет 25—30 %. Текстуры пород массивные, линзовидные или грубокослоистые. В размещении конгломератов по слою нет определенной закономерности: их линзы располагаются от подошвы до кровли. Возникновение этого генетического типа связано с наиболее мощными потоками.

Фация галечно-песчаных отложений выносов сезонных потоков в отложениях макрофации аллювиально-озерных равнин занимает подчиненное место и только в отдельных районах ей принадлежит ведущая роль. Ведущим признаком фации является присутствие несортированных разнозернистых песчаников с грубой косою слоистостью срезающего типа, слагающих мощные линзы площадью до нескольких десятков квадратных километров. На подстилающие отложения они налегают с размывом, по неровной поверхности. Часто, соединяясь по вертикали, они образуют монолитные песчаные пакеты мощностью в несколько десятков метров. Внутреннее строение пластов — сложное и изменчивое: нередко в них присутствуют реликтовые, сохранившиеся от размыва фрагменты пластов иной генетической принадлежности. Отложения фации локализованы на площадях, в общем, изометричных очертаний, размер которых достигает сотен квадратных километров. По латерали во всех направлениях они замещаются ассоциацией отложений временных озер, пойм и русел равнинных рек. Местами они примыкают к зоне отложений макрофации предгорных шлейфов. В породах фации присутствуют крупные растительные остатки (стебли и стволы) и отпечатки следов наземных позвоночных. В современных условиях рассматриваемая фация может быть сравнима с отложениями сухих дельт сезонных потоков, далеко проникающих в равнинные области — реки типа Мургаб, Сарысу.

Фация карбонатно-глинисто-песчаных отложений временных (сезонных) озер широко распространена во всех парагенерациях красноцветного ряда, но особенно — в мелко-обломочной и карбонатно-терригенной. Фацию представляют шесть генетических типов.

Тип 1. Гравелиты, крупнозернистые песчаники, иногда пудинговые с линзами мелкогалечных конгломератов. Сортировка и окатанность обломочного материала средняя. Гальки окатаны хорошо. Характерна грубая горизонтальная слоистость (толщина слоек 20—50 см), выдержанная на больших расстояниях — многие десятки километров. Слоистость обусловлена трещинами пластовой отдельности. В отдельных слоях отмечается уменьшение зернистости в кровле. Текстура пород в слое — массивная или неясно линзовидная. Цвет пород — бурый, розово-бурый, желто-розовый. Этот тип отложений слагает монотонные пакеты мощностью от десятков до первых сотен метров.

Тип 2. Песчаники мелкозернистые, реже среднезернистые, неравномернозернистые, красноцветные. Текстуры пород массивные

или с разнообразной тонкой слоистостью — горизонтальной, прерывисто-горизонтальной, волнистой, параллельно- и перекрестно-линзовидной, перистой, косолинзовидной и т. д. Распределение и взаимопереходы этих текстур как по вертикали, так и по горизонтали в пределах слоя самые различные и незакономерные. На поверхностях наслоения распространены различные знаки мелкой ряби ($h=1-2$ см, $l=2-5$ м): в разрезе — симметричной, в плане — протяженной или укороченной, параллельной или ветвистой, иногда неправильно бугристой. Встречаются следы струйных течений, капель дождя, трещин усыхания. Мощность слоев, образуемых этим типом отложений, меняется от десятков сантиметров до десятков метров. С возрастанием мощности пропадает монолитность слоев и в них вклиниваются прослои пород других генетических типов.

Для маломощных слоев (до 1 м) существует определенная закономерность строения: резкая ровная граница в основании (без размыва) и постепенный переход к кровле; уменьшение зернистости и улучшение сортировки материала снизу вверх; насыщение верхних частей слоя глинисто-алевритовым материалом. Грубая горизонтальная расслоенность однообразных песчаных толщ свидетельствует об их озерном происхождении. Более мощные слои, в сущности, представляют сложные пакеты, в которых сменяются уровни и участки с разными текстурными и структурными особенностями. Иногда они представляют собой повторение элементарных слоев, несколько редуцированных за счет отсутствия верхней их части, обогащенной глинисто-алевритовым материалом. Однако мощные слои в своих соотношениях с выше- и нижележащими сохраняют те же свойства, что и элементарные. Горизонты, образуемые данным генетическим типом, хорошо выдержаны на значительной площади. При этом, чем больше их мощность, тем значительнее площадь устойчивого распространения. В ряде случаев породы этого типа имеют повышенную карбонатность цемента. Их цвет меняется в очень широком диапазоне оттенков красно-бурого тона.

Тип 3. Алевриты песчаные и глинистые, красноцветные. Этот генетический тип распространен очень широко, образуя в разрезах то мощные (многие метры) выдержанные пачки, то тонкие непротяженные линзы. Породы имеют красно-бурый, коричневый и коричнево-бурый цвет. Для них характерен полный набор тонкослоистых текстур, среди которых чаще всего встречаются разнообразные линзовидные, перистые, косые и косолинзовидные типы слоистости, находящиеся в самых различных сочетаниях. Тонкая горизонтальная и волнистая слоистости менее характерны. Нередко породы имеют массивное или пятнистое сложение; последнее за счет неравномерного распределения глинистого или песчаного материала, различной карбонатности и железистости пород. Поверхности наслоения изобилуют разнообразными знаками ряби и трещинами усыхания, глубина которых достигает 15 см при ширине 2 см. Установить закономерности в распределении обломочного материала по слою не удастся, но в кровле всегда отмечается

значительное увеличение глинистости пород. Особенно это характерно для маломощных прослоев. С подстилающими отложениями они связаны постепенным переходом; с перекрывающими имеют различные соотношения: песчаники налегают по резкой границе, эрозионной или нет — в зависимости от их генетической принадлежности, аргиллиты имеют постепенный переход.

Тип 4. Аргиллиты, алевроитистые и песчаные аргиллиты, красноцветные. Породам свойственна массивная текстура. Для алевролитопесчанистых разностей отмечаются пятнистость или тонкослоистое сложение — чаще всего горизонтальная и перекрестная линзовидность. Аргиллиты образуют прослои мощностью от нескольких сантиметров до четырех метров, сменяющие по вертикали отложения типа 3. Реже они встречаются самостоятельно среди других генетических типов макрофации. С подстилающими породами они имеют постепенный переход, с перекрывающими — резкий. В кровле пластов часто встречаются трещины усыхания. Породы имеют коричнево-бурый и красно-бурый цвет.

Тип 5. Тонкое переслаивание алевролитов, нередко глинистых и песчаных, аргиллитов, чистых или алевроитистых, красноцветных. Породная ассоциация выражена чередованием пачек пород (мощностью в десятки сантиметров), в которых преобладает то глинистая, то алевроитистая составляющая. Переплетение пород в каждой пачке настолько тесное, что порой бывает нелегко определить их гранулометрическую характеристику. Эта ассоциация сопровождается предельным разнообразием тонкослоистых текстур, среди которых менее всего характерна горизонтальная слоистость. Генетический тип сопровождается зонами вертикальных переходов между типами 3 и 4, но иногда имеет обособленное распространение в виде линз внутри пластов, сложенных песчаниками генетического типа 2. Красно-бурый цвет пород неравномерный: аргиллиты имеют более темную окраску, нежели алевролиты. Мощность зон и линз, образуемых генетическим типом, достигает трех метров, но чаще не превышает десятков сантиметров.

Тип 6. Аргиллиты и алевролиты известковистые с карбонатными стяжениями и конкрециями, красноцветные. Удельный вес генетического типа в составе фации невелик. Породы свободны от песчаной примеси. Цвет пород пятнистый: основной фон — красно- или коричнево-бурый, пятна — светло-бурые, зеленовато-белые, белые. Текстура пород массивная, комковатая, пятнистая. Конкреционные обособления имеют различную, преимущественно неправильную форму. Размер их меняется от долей миллиметра до 20 см. Стяжения и конкреции либо равномерно распределены по слою, либо концентрируются участками, не создающими однако прослоев и линз. В кровле пластов встречаются зоны обогащения (10—30 см) стяжениями и конкрециями, часть из которых, имея удлиненную цилиндрическую (иногда трубчатую), клиновидную или ветвистую форму, расположена перпендикулярно к напластованию. Между ними размещаются карбонатные обособления неправильной формы. Эти образования могут рассматриваться как реликты почв

и подпочв аридной зоны, в которых удлиненные карбонатные обособления являются псевдоморфозами по корневой системе. Кстати, к этим зонам часто бывают приурочены трещины усыхания. Рассмотренные отложения тесно ассоциируются с генетическим типом 5, располагаясь непосредственно над ним. Реже они образуют самостоятельные прослои. Их мощность варьирует от десятков сантиметров до четырех метров. С подстилающими песчаниками имеют резкую границу. При обособленном (от типов 3, 4, 5) существовании подошва и кровля отложений — резкая, прямолинейная.

В распределении генетических типов 2—6 нередко наблюдается вертикальная последовательность, создающая в случае повторяемости ритмичное строение отдельных интервалов разрезов. Ритм начинается песчаниками и заканчивается известковыми алевролитами и аргиллитами. Однако в каждом элементе существуют отклонения, существенное выражение которых нарушает правильность картины. Из наиболее часто встречающихся вариаций следует упомянуть перемещение в последовательности на уровень $\frac{2}{3}$ генетического типа 5 и существенную редукцию, до исчезновения типов 5, 6.

Фация карбонатно-глинисто-песчаных отложений сезонных озер характеризуется комплексом типоморфных признаков, наиболее важные из которых следующие: 1) преимущественно мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты; грубозернистые породы встречаются редко и обособленно от других генетических типов фации; 2) красно-бурый цвет пород; 3) грубая горизонтальная слоистость отложений, создающая выдержанность их на площади; 4) широкое распространение тонких видов слоистости мелководья — линзовидной, перистой, косолинзовидной, волнистой и т. д. (в гравелитах и крупнозернистых песчаниках типа 1 тонкая слоистость отсутствует); 5) умеренная сортировка обломочного материала; 6) повышенная карбонатность пород, вызывающая конкреционность (тип 6); 7) отсутствие эрозионных границ между слоями, сложенными различными отложениями фации; 8) тесная взаимосвязь между всеми генетическими типами (кроме типа 1) посредством постепенных переходов; 9) упорядоченность и ритмичная повторяемость генетических типов в разрезе; 10) присутствие необработанных костных остатков (фрагменты скелета) наземных позвоночных. Отложения временных озер представлены в различных толщах разным набором генетических типов: для силура и девона более характерны гравийные и песчаные накопления типов 1 и 2, в верхнем палеозое широко распространены песчаники, алевролиты, аргиллиты генетических типов 2—6.

Красноцветность отложений (свидетельство постоянно высокого окислительно-восстановительного потенциала условий седиментации), разнообразие тонкослоистых текстур мелководья, наличие образований генетического типа 6 — убедительное доказательство временного (сезонного) типа водоемов, аккумуляровавших отложения фации. В современных условиях подобные бассейны являются обязательным атрибутом обстановок равнин аридной зоны. Зачас-

тую они возникают в результате ливневых дождей. Нередко их приходилось наблюдать автору в пустынных областях Центрального и Западного Казахстана. Появление подобных бассейнов определяется десятками минут, существование — днями. Занимают они пониженные пространства, местами покрытые скудной травяной растительностью. После высыхания на их месте остаются такыры. Наряду с этим типом бассейнов, в аридных зонах присутствуют постоянные, хотя и очень мелководные (глубиной в десятки сантиметров) озера. Однако для них характерны сероцветные алеврито-глинистые осадки, содержащие значительное количество карбонатного или сульфатного материала. Осадки подобных водоемов дают основу фациям горько-соленых и карбонатных озер, имеющих незначительное распространение среди макрофации аллювиально-озерных равнин. Они более характерны для макрофации плейасовой равнины, где рассматриваются подробно.

Макрофация отложений аллювиально-озерных равнин имеет ряд специфических черт, позволяющих однозначно устанавливать ее в ископаемом состоянии. Ведущим признаком является наличие тел ленточной формы и вложенного залегания, по ассоциации с которыми можно установить другие генетические типы. Макрофацию в основном представляют песчаные и глинисто-алевритовые накопления, реже галечные. Широко распространены внутриформационные конгломераты. Сортировка обломочного материала — плохая и средняя. Цвет пород меняется от красно-бурого до зеленого. Наиболее характерна грубая косая слоистость срезающего типа и линзовидность.

Повсеместное территориальное распространение речных отложений, пронизывающих накопления других фациальных групп, является основным критерием при восстановлении аллювиально-озерного ландшафта прошлого. Недоучет этой роли речных (главным образом русловых) отложений предшествующими исследователями приводил к тому, что нередко красноцветные комплексы сложной полифациальной природы трактовались как более или менее монофациальные — бассейновые или даже морские. Широко распространенные в красноцветных толщах среднего и верхнего палеозоя, отложения макрофации русел равнинных рек позволяют утверждать доминирующую роль аллювиально-озерной седиментации на протяжении значительных интервалов и на широких площадях.

Макрофация плейасовых равнин

Отложения макрофации пользуются сравнительно ограниченным распространением в карбоне и перми. Обычно они образуют мелкообломочную и карбонатно-терригенную парагенерации красноцветного ряда. Макрофация сочетает разнообразные накопления небольших мелководных озер, составляющих две фации.

Фация карбонатно-песчано-глинистых отложений сезонных озер составляет основу макрофации. Она опи-

сана при характеристике накоплений аллювиально-озерных равнин. В данной макрофазии среди нее распространены генетические типы 3—6.

Фаация глинисто-карбонатно-сульфатных отложений горько-соленых озер распространена широко, но в количественном отношении в красноцветных комплексах играет наибольшую роль. Представлена она четырьмя генетическими типами.

Тип 1. Гипсы белые, розовые, массивные, зернистые, шестоватые, слабо глинистые и алевритистые. Образуют они небольшие линзочки мощностью в несколько сантиметров среди красноцветных алевролитов и аргиллитов временных озер. Границы линзочек — резкие.

Тип 2. Алевролиты и аргиллиты загипсованные, засоленные, красноцветные и пестроцветные, образующие линзы мощностью от нескольких сантиметров до двух метров среди отложений озер и лагун. Породам свойственна массивность и комковатость сложения, постепенные переходы к вмещающим отложениям. Цвет пород — красно-бурый или буровато-зеленовато-серый с белыми пятнами.

Тип 3. Барит белый, розовый, красно-бурый, массивный образует линзы мощностью от 1,5 до 2 м среди красноцветных отложений временных озер. В розовых и красно-бурых разновидностях присутствует значительное количество (до 35 %) глинистой и алевритовой примеси. Кровля и подошва прослоев — резкие.

Тип 4. Порфириовидные глинистые известняки образуют выдержанные прослои мощностью в десятки сантиметров, ассоциируясь с отложениями различных озер и лагун. Текстура пород массивная, волнистолинзовидная, участками порфириовидная за счет включений табличчатых и игольчатых кристаллов гипса и ломонита, замещенных кальцитом. Размер кристаллов достигает 1,5 см. Насыщенность ими породы неравномерная — от единичных до 70 % общей массы. Упорядоченности в расположении и ориентировке кристаллов не наблюдается. Известняки содержат до 15 % алевритовой примеси. Их цвет — серый, редко — розовато-серый. С ниже- и вышележащими отложениями они связаны постепенными переходами.

Фаация глинисто-карбонатно-сульфатных отложений горько-соленых озер имеет важное значение в качестве индикатора климатических (аридных) условий накопления включающих ее толщ. В современных условиях отложения фаации возникают в горько-соленых озерах пустынных и полупустынных областей при слабом поступлении терригенно-глинистого материала.

Отложения макрофазии плейасовых равнин ассоциируются с накоплениями крупных озер и лагун, причем провести однозначно грань между ними часто бывает трудно, поскольку краевые части этих бассейнов и плейасовая равнина — «сабха» представляют динамически непрерывную ландшафтную композицию. Для макрофа-

ции плейасовой равнины не характерны аллювиальные накопления. Спецификой макрофации является широкое присутствие отложенных горько-соленых озер.

Макрофация аллювиально-озерно-болотных равнин

Отложения макрофации пользуются ограниченным распространением и только в тех интервалах разрезов, которые содержат морские комплексы. Типовой набор макрофации включает четыре фации.

Фация песчаных отложений русел равнинных рек представлена двумя генетическими типами.

Тип 1. Песчаники разнозернистые, от мелко- до крупнозернистых, сероцветные со средней гранулометрической сортировкой. Встречаются обломки сероцветных аргиллитов. Породы массивные, в отдельных пакетах крупнокосослойчатые. Нередко кося слоистость образует многоярусные собрания с общим направленным падением. Каждая серия имеет мощность 0,5—1 м. По типу кося слоистость подстилающая, реже диагональная. Пластам песчаников свойственно эрозионное основание, вложенное залегание и ленточная форма тел. Их мощность достигает десятков метров.

Тип 2. Песчаники средне-мелкозернистые, сероцветные, хорошо сортированные, массивные, груболинзовидно- или горизонтально-слоистые. Пласты имеют эрозионное основание, постепенный переход к вышележащим породам и вложенное залегание. Их мощность меняется от нескольких десятков сантиметров до первых метров. Оба генетических типа пространственно разобщены и, вероятно, представляют русловые накопления самостоятельных потоков различного энергетического уровня. Не исключено также, что тип 2 относится к подводным канальным отложениям фронтальной зоны дельты.

Фация алеврито-глинистых отложений поймы представлена тремя генетическими типами.

Тип 1. Песчаники разнозернистые, от крупно- до мелкозернистых, пятнистые. В слое наблюдается прямое градационное распределение материала при резком основании и постепенном переходе в кровле и массивной иногда нечетко линзовидной текстуре. Встречаются отдельные серии мелкой кося слоистости. Редко попадаются обломки сероцветных аргиллитов плохой окатанности. Мощность пластов составляет десятки сантиметров.

Тип 2. Алевролиты песчанистые, сероцветные, тонколинзовидно- и горизонтально-слоистые. Пласты связаны постепенными переходами с ниже- и вышележащими отложениями. Их мощность от нескольких десятков сантиметров до двух метров.

Тип 3. Аргиллиты алевритистые, сероцветные, массивные, тонкогоризонтально- и горизонтальнолинзовидно-слоистые. В отдельных слоечках углистые. По плоскостям напластования развит растительный детрит. Мощность прослоев меняется от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Все генетические типы фации тесно ассоциируются между собой, часто образуя пакеты сложного и разнообразного сочетания слоев с постепенными переходами. Генетические типы 2 и 3, скорее всего, являются накоплениями старич.

Фация углисто-глинистых отложений болот представлена двумя генетическими типами.

Тип 1. Аргиллиты, алевроитистые аргиллиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники (их частое переслаивание), углистые, сероцветные. Основной признак типа — обогащенность пород органическим веществом, окрашивающим их в пепельно-серый, серый и темно-серый цвет. Зонально распространены следы корневой системы и скопления углефицированных растительных остатков. Текстуры пород массивные, комковатые, тонколинзовиднослоистые. Встречаются текстуры взмучивания, оползания, протыкания. Обломочные породы имеют плохую и среднюю сортировку. Местами отмечается загипсованность пород, нередко встречаются выделения пирита и сидерита. Мощность прослоев меняется от нескольких сантиметров до четырех метров. По вертикали отложения связаны с отложениями озерного, морского или аллювиального генезиса. При этом в последовательности этих типов упорядоченности не наблюдается: чаще всего углистые отложения сменяют озерные, но нередко перекрывают аллювиальные или морские. Вверх они сменяются отложениями морского или озерного происхождения. Взаимопереходы со всеми типами отложений — постепенные. Исключение представляют вышележащие аллювиальные отложения, залегающие с размывом.

Тип 2. Угли и саж. Этот тип распространен нешироко. Пласты зональных углей (до 30 см) установлены на месторождении Кыпшак. Здесь они сменяют вверх по разрезу отложения предыдущего типа и перекрываются песчаными накоплениями постоянных озер. Тонкие (до 3 см) линзочки блестящих углей и саж встречаются также в пачках углистых алевролитов и аргиллитов.

Фация углисто-глинистых отложений болот известна в нижнем карбоне. Разведанные углепроявления имеются на юге Тенизской впадины (Кыпшак). Отложения фации тесно ассоциируются как с континентальными (красноцветные и сероцветные карбонатно-песчано-глинистые озерные и речные осадки), так и с морскими (сероцветные песчано-глинисто-карбонатные осадки с угнетенной морской фауной) накоплениями, от которых легко могут быть отличимы по следующему комплексу признаков: 1) углистые песчано-алевроито-глинистые породы, угли и саж; 2) обилие растительных остатков; 3) выделение пирита и сидерита; 4) темно-серая до черной, серая и пепельно-серая окраска; 5) плохая и средняя сортировка обломочного материала; 6) массивная и комковатая текстура со следами корешков, взмучивания, оползания.

В современной обстановке данной фации соответствуют марши и низменные, заболоченные участки равнин гумидной зоны.

Широким распространением в макрофации пользуются накопления небольших озерных водоемов с глинисто-терригенной садкой,

которые представлены рядом генетических типов. Однако озерные бассейны нередко занимали обширные пространства, формируя самостоятельный комплекс отложений. В сущности, принципиальной разницы между отложениями небольших и крупных озер нет, поэтому составляющие их типы отложений рассматриваются при описании следующей макрофации.

Некоторые индивидуальные характеристики ряда генетических типов макрофации близки таковым из макрофации аллювиально-озерных равнин. Это прежде всего относится к речным отложениям, показывающим сходство текстурных признаков, гранулометрии, сортировки, морфологии тел, соотношений с вмещающими комплексами. Основными отличительными свойствами тех и других является цвет пород и ассоциативные связи с отложениями других фаций. Макрофация аллювиально-озерно-болотных равнин распространена в средне-мелкообломочных парагенерациях сероцветного ряда. Для нее не характерна связь с красноцветными терригенно-глинистыми накоплениями временных озер.

Переходные отложения

Среди отложений переходной группы, вероятно, целесообразно выделить две категории — пляжевые и дельтовые. Первые формируются в обстановке взаимодействия континентальных и бассейновых факторов, и в полном смысле являются промежуточными. Элементарные составляющие вторых могут быть отнесены либо к континентальным, либо к бассейновым отложениям, однако вместе они также составляют комплекс промежуточного положения, связующий накопления бассейнов и прилегающих к ним участков суши. В сущности, дельты пересекают границы полярных седиментационных зон земной поверхности. Их накопления представляют единственную макрофацию, в которой взаимно сочетаются, непрерывно продолжая друг друга континентальные и бассейновые фации. Пляжевые отложения в ископаемом состоянии трудно отделимы от фациального комплекса литорали, в описание которого они и вошли.

Макрофация дельт

Своеобразие макрофации дельт заключается в почти полном отсутствии индивидуальных черт представляющих ее фаций и генетических типов. Отложения макрофации формируются в обстановке двух принципиально различных зон — прибрежно-континентальной и прибрежно-бассейновой, границу которых они пересекают, поэтому для нее, по существу, характерно сочетание отложений континентальной и бассейновой природы. В этом сочетании бассейновые отложения могут быть любыми (морскими, лагунными, озерными), континентальные также могут включать широкий спектр фациальных комплексов, среди которых, однако, преоблада-

ют накопления равнинных рек, озер и болот; в комплексе накопленных, представляющих субаэральную часть дельты, находятся описанные выше русловой и пойменный аллювий, отложения временных и постоянных озер и болот.

Фацна галечно-песчано-алевроитовых отложений субаквальной части дельты представлена тремя генетическими типами.

Тип 1. Конгломераты разногалечные с редкими валунами, пудинговые гравелиты и крупнозернистые песчаники, сероцветные. Породы имеют плохую сортировку материала; галька и валуны окатаны хорошо. Цвет пород серый и зеленовато-серый. Текстура массивная или грубая линзовидная, встречаются одиночные крупные (до 2,5 м) косые серии подстилающего типа или пакеты однонаправленных косых серий с разбросом азимутов падений не более 30°. Максимальный наклон слоев составляет 35°. Мощность отложений варьирует от нескольких до многих десятков метров. Закономерностей в распределении материала по слою не отмечается. Отложения этого типа переслаиваются с сероцветными породами, несущими признаки накопления в обстановке водного бассейна — моря (чегоминская свита) или крупного озера (сарыадырская и терсакканская свиты). Иногда к ним приурочены скопления крупных стволков. Для отложений характерна изометричная форма тел размером в десятки квадратных километров. С подстилающими и перекрывающими породами они связаны постепенными переходами. По горизонтали они замещаются грубообломочными накоплениями литоральной зоны и тонкообломочными отложениями удаленной от берега части бассейна. Генетический тип характеризует подводные части дельт рек, стекавших с горных возвышенностей, которые располагались близко к береговой линии.

Тип 2. Песчаники разнозернистые, от крупно- до мелкозернистых, гравелитистые песчаники, сероцветные. Генетический тип имеет локальное площадное распространение. Его породы имеют плохую или среднюю сортировку материала. В мелкозернистых песчаниках она улучшается. Цвет пород — серый, зелено-серый, зеленый или желто-зеленый. Текстура — массивная, редко линзовидная. Обычны одиночные крупные (до 1,5 м) косые серии подстилающего типа с наклоном слоев до 30°; отмечены пакеты однонаправленных серий. Ориентировка косой слоистости на площади показывает сложную картину, которая с долей условности может быть сравнима с веером. Однако строгого подобия веера, в сущности, ни в одном из изученных случаев выявлено не было и нередко в центральных частях дельтовых зон отклонения от нормали суша — бассейн оказывались более значительными, чем в краевых. Мощность пластов песчаников обычно велика — многие десятки метров. Внутреннее строение монолитное. Взаимосвязь с подстилающими и перекрывающими отложениями тесная и постепенная. Песчаники переслаиваются с породами бассейнового происхождения. Располагаются они по периферии зон, занятых генетическим типом 1 (чегоминская, сарыадырская, терсакканская свиты), или

существуют самостоятельно, переслаиваясь с прибрежно-морскими или озерными терригенно-глинистыми и карбонатными отложениями (верхнебелеутинские слои, кирейская и таскудукская свиты). К песчанникам часто приурочены остатки наземных растений крупных и средних размеров.

Тип 3. Алевролиты песчанистые, переходящие в мелкозернистые песчаники, мелкозернистые песчаники, сероцветные. Этот тип тесно ассоциируется с предыдущим, сочетая в себе многие его характеристики. Однако для него не свойственна грубая косая слоистость, место которой занимает косая слоистость средних и мелких размеров (величина серий 5—20 см) с углами падения слоев не более 15°. Косые серии располагаются одиночно или сочетаются с линзовидной слоистостью средних размеров (мощность линз до 20 см, протяженность 1—2 м). Зачастую этот тип представляет пакеты сложного переплетения линзовидных прослоев песчанистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Гранулометрическая сортировка пород неравномерная, в целом средняя; линзами отмечается обилие глинистой составляющей. Цвет пород серый, зелено-серый, зеленый. Иногда в них присутствуют мелкие остатки наземных растений или неокатанные обломки сероцветных аргиллитов. Территориально этот генетический тип продолжает предыдущий в сторону центральных частей бассейнов. Он олицетворяет самую краевую часть подводной дельты, осадки которой смыкаются с собственно бассейновыми. В формировании генетического типа принимали участие агенты мелководной бассейновой седиментации — придонные течения и волнения. Взаимодействием многих процессов обусловлена неравномерная гранулометрическая сортировка пород.

Фация галечно-песчано-алевритовых отложений дельт распространена нешироко и не занимает значительных интервалов разрезов. Только в некоторых разрезах чегоминской, кирейской и терсакканской свит ей принадлежит существенная роль. Отложения фации переслаиваются с типично бассейновыми — с прибрежно-морскими и озерными. Отложения фации локализованы на небольших (десятки кв. км) площадях. Однако, если спроектировать на одну плоскость отложения фации с различных уровней какой-либо свиты, площадь их распространения оказывается внушительной: для верхнебелеутинских слоев района Джезказгана она составляет около 4 тыс. км². Этот эффект связан с миграцией зон подводно-дельтовой седиментации во времени. В сторону суши комплекс отложений субаквальной части дельты должен переходить в отложения ее субаэральной части. Однако в ископаемом состоянии он не обнаружен. В двух случаях (таскудукская свита Джезказгана и кирейская свита Ашанинской синклинали) установлена смена подводно-дельтовых фаций надводно-дельтовыми по вертикали. При этом происходит также смена сопутствующих отложений: прибрежно-морские уступают место отложениям постоянных и временных озер.

Макрофация отложений дельт представляет сложный комплекс преимущественно терригенных осадков. Подчиненную роль играют накопления хемогенной и органогенной природы. В породах часто присутствует большое количество остатков наземных растений. Породам свойственны серые и зеленые окраски. Красноцветные отложения влетаются как элементы субаэральных частей дельт с набором речных и озерных фаций. Отложения макрофации по вертикали переслаиваются, а по горизонтали переходят в отложения бассейнов и прилегающих к ним равнин.

Бассейновые отложения

Среди бассейновых накоплений возможно различать две макрофации. Первая представлена разнообразным комплексом озерных отложений, вторая объединяет условно лагунные.

Макрофация озер

Озерные отложения в среднем и верхнем палеозое распространены очень широко. Формирование этой макрофации связано с природным многообразием озерных бассейнов и разнообразием седиментационных обстановок в каждом из них. Действительно, понятие «озеро» объединяет водные бассейны — от крупнейших озер до мельчайших водоемов непродолжительного существования. Ландшафтная принадлежность их также различна — от горных озер до озер низменных областей. Специфика озерных накоплений очень подвержена влиянию климатической зональности. Все это, естественно, дает большой простор для фациальной дифференциации отложений макрофации. Однако в ископаемом состоянии провести иерархическую систематику озерных фаций по типу современных практически невозможно: отдельные сохранившиеся признаки позволяют объективно воссоздать только некоторые черты разной качественной принадлежности — размера или глубины озера, особенности его водного режима, населения, окружающей ландшафтной обстановки, общей климатической зональности и т. д. Среди озерных отложений пока выделено четыре фации. Генетические типы двух из них были описаны при характеристике макрофаций аллювиально-озерной и плейасовой равнин — накопления временных и горько-соленых озер.

Фация глинисто-алевроито-песчаных отложений постоянных пресноводных озер имеет довольно широкое распространение: отдельные свиты сложены ими полностью. Фацию представляют три генетических типа.

Тип 1. Песчаники разнозернистые, крупно-мелкозернистые, сероцветные. В составе фации этот генетический тип распространен наиболее широко. Песчаники имеют умеренную, редко хорошую сортировку. В толщах переслаивания они образуют четко обособленные, выдержанные прослои, мощность которых меняется от десятков сантиметров до десятков метров. Преимущественно песча-

ные толщи обладают грубой горизонтальной расслоенностью, в которой мощность отдельных слоев не превышает 80 см. Текстуры пород в слое массивные, горизонтально- или волнистослоистые. Песчаники с повышенной карбонатностью цемента нередко образуют шаровую отдельность. В основании пласты имеют резкую, но не эрозионную границу, в кровле они постепенно сменяются вышележащими алевролитами. Для слоев небольшой мощности (до 0,5 м) отмечается градационное распределение материала: более крупного — внизу и тонкого — сверху. В мощных пластах распределение гранулометрического состава более сложное — линзовидное или пятнистое. Однако в их кровле зернистость всегда уменьшается. Иногда в базальных частях встречаются неокатанные обломки сероцветных алевролитов и аргиллитов. Для пластов характерна выдержанность мощности на значительных площадях. На поверхностях напластования часто присутствуют параллельные серии знаков мелкой (h до 1,5 см, l до 2,5 см) симметричной ряби. В ряде случаев к отложениям приурочены скопления остатков наземных растений. Цвет пород: зеленый, серый, зеленовато-серый, желто-зеленый, желтый, белый, пятнистый — бурые пятна на зеленовато-сером фоне.

Тун 2. Алевролиты сероцветные, переслаивание алевролитов и мелкозернистых песчаников. Генетический тип представлен массивными, горизонтально- или волнистослоистыми алевролитами, песчанистыми в основании слоя и глинистыми сверху, либо частым переслаиванием (до 10 см) алевролитов и мелкозернистых песчаников с тонкой линзовидной или перистой слоистостью. Песчаники отсортированы хорошо: алевритовая примесь составляет не более 15%. Породы нередко имеют повышенную карбонатность и содержат горизонты карбонатных и кремнисто-карбонатных конкреций мощностью от 10 см до многих метров. Переходы к вышележащим отложениям постепенные. При тонкой расслоенности пород на плоскостях напластования часто присутствует растительный детрит. Цвет пород изменчив: зеленый, зелено-серый, серый.

Тун 3. Аргиллиты сероцветные. Этот генетический тип занимает подчиненное место. Наряду с чистыми аргиллитами встречаются алевритистые разности. Очень часто породы сильно карбонатны и содержат стяжения, конкреции или линзочки глинисто-карбонатного состава. Нередко аргиллиты пиритоносны. Породы имеют массивную или пятнистую (карбонатные разности) текстуру. Их цвет — ярко-зеленый, серый, зеленовато- и голубовато-серый. Мощность прослоев колеблется от нескольких сантиметров до трех метров. В основании они связаны постепенным переходом с нижележащими алевролитами, в кровле — перекрыты по резкой границе песчаниками или постепенно сменяются известняками. В последнем случае отмечается закономерное увеличение карбонатности к кровле.

Фация глинисто-алеврито-песчаных отложений постоянных пресноводных озер широко распространена от нижнего девона до перми. Принадлежность фации озерным бассейнам обосновывается

четкой грубой горизонтальной расслоенностью ее отложений, сравнительно локальным площадным распространением и парагенезом с другими типами континентальных накоплений. Отложения фации, сменяя друг друга по вертикали, часто создают толщи ритмичного переслаивания, приобретающего иногда флишиидный облик: ритмы мощностью от 0,5 до 3 м имеют дву- или трехчленное строение. Начинаются они песчаником и заканчиваются соответственно либо алевролитом, либо аргиллитом. Песчаная часть составляет в первом случае 70—80 %, во втором 30—40 % мощности ритма. В трехчленном ритме алевритовая часть преобладает над аргиллитовой. В единичных случаях отмечены обратные соотношения. Каждый ритм начинается по резкой границе подошвы слоя песчаников и имеет постепенные переходы между членами ритма, что создает обычную картину прямой градационности. Тонкие виды слоистости в породах отсутствуют. В современных условиях отложения описанной фации распространены широко. Они формируются в озерах различного типа, размера и ландшафтного окружения. Ритмичные градационно расслоенные осадки известны в глубоководных озерах, расположенных в пределах горных систем — Байкал, Иссык-Куль.

Фация карбонатных отложений пресноводных озер присутствует почти во всех парагенерациях как красноцветного, так и сероцветного ряда. Она наиболее свойственна карбонатно-терригенным парагенерациям. Фация представлена тремя генетическими типами.

Тип 1. Известняки глинистые, мергели, сильно известковистые алевролиты и аргиллиты, сероцветные. Текстура пород различна — массивная, узловатая (волнисто-линзовидная), горизонтально-слоистая. Часто наблюдается устойчивость текстурных особенностей пород на большой площади, что придает маркирующее значение отдельным горизонтам. Количество глинистой (алевроитово-глинистой) составляющей меняется в широких пределах, достигая 50 % в известняках и мергелях и 70 % в известковистых аргиллитах и алевролитах. В ее распределении отмечается закономерность — увеличение к основанию и кровле пластов. Иногда в известняках и мергелях встречаются линзочки и желваки черных и бежевых кремней. Часто присутствуют раковины остракод и чешуя рыб. Цвет пород — серый, светло- и темно-серый, до черного.

Тип 2. Известняки строматолитовые, серые. Характерная текстура пород обуславливает их скорлуповатость. Слои имеют уплотненное основание и бугристую поверхность. Образуемые ими горизонты мощностью в 30—50 см регионально выдержаны и служат надежными маркерами. Строматолитовые известняки приурочены к пачкам сероцветных и пестроцветных (пятнистых) алевролитов и аргиллитов.

Тип 3. Известняки глинистые, красноцветные и сероцветные, горизонты карбонатных конкреций. Известняки имеют массивную текстуру и конкреционное сложение: по простиранию они переходят в горизонты конкреций. Мощность прослоев достигает 1,5 м.

Площадь их распространения колеблется от нескольких до сотен квадратных километров. Прослой известняков и отдельные конкреции имеют ровное основание и бугристую кровлю. Конкреции, кроме того, имеют неправильную или округлую форму. Нередко они пронизаны глубокими трещинами — следами старения коллоидов. Известняки и конкреции содержат глинисто-терригенную примесь (до 40 %). Иногда они кремнистые. Карбонатная составляющая пород представлена кальцитом с примесью магний-кальцита. В отдельных случаях они имеют доломит-кальцитовый состав. Отложения этого типа ассоциируются исключительно с красноцветными тонкозернистыми породами временных озер.

Фация карбонатных отложений пресноводных озер описана почти во всех красноцветных, пестроцветных и сероцветных континентальных комплексах. Самым широким распространением ее отложения пользуются в верхнем карбоне и перми. В тех случаях, когда известняки ассоциируются с сероцветными отложениями постоянных озер — генетические типы 1, 2, фация, скорее всего, представляет те части крупных озерных водоемов, в пределы которых не доносился терригенный материал. Контуры распространения отложений типа 3, соотносящегося на площади и в разрезе с отложениями временных озер, близки границам древних водоемов. Большинство озер были мелководными, о чем свидетельствуют не только связь отложений фации с отложениями временных озер, но и сам характер пород (строматолитовые известняки), и их текстурные особенности — тонкая линзовидно-узловатая, волнистая слоистость. Массивные и горизонтальнослоистые темно-серые известняки, сопровождающие пачки пиритоносных аргиллитов и алевролитов — сарыадырская, владимировская свиты, видимо, являются глубоководными. Аналогами фации среди обстановок современной седиментации являются карбонатные осадки озера Балхаш.

Макрофация отложений озерных бассейнов играет важную роль в толщах среднего и верхнего палеозоя. В составе макрофации присутствуют как терригенные (песчаники, алевролиты, аргиллиты), так и хемогенные (известняки, мергели, карбонатные конкреции) образования, хотя количественно роль последних невелика. Породам нередко свойственна пиритоносность. Отложения макрофации устанавливаются по характерным текстурным признакам и, прежде всего, по четкой горизонтальной расслоенности, имеющей выдержанность на больших расстояниях. Терригенные породы имеют среднюю или хорошую сортировку материала и упорядоченное градационное распределение его по слою. Отложения макрофации слагают толщи полностью или переслаиваются с породами других макрофаций континентальной группы. Из органических остатков в них присутствуют крупные фрагменты и мелкий детрит наземных растений, водоросли, пресноводные остракоды, необработанные элементы скелетов позвоночных, чешуя и щитки панцирных рыб.

Лагунные отложения распространены в двух интервалах разреза: верхнем девоне — нижнем карбоне и перми. Для отложений нижнего уровня устанавливается связь с накоплениями эпиконтинентального морского бассейна. Лагунный характер водоемов верхнего уровня принимается с некоторой долей условности, главным образом на основании особенностей состава и строения самих отложений: прямых связей с морским бассейном здесь не установлено.

Отложения макрофа́ции объединяют разнообразные типы пород — от терригенных до галогенных. Распространены они широко в карбонатно-терригенной парагенерации как сероцветного, так и красноцветного ряда. ими полностью сложена мергельная и соленосная парагенерации. В соответствии с возможностью реконструкций седиментации в лагунах разного типа, а также отдельных элементов лагунных бассейнов в макрофа́ции удается выделить четыре фа́ции.

Фа́ция глинисто-сульфатно-галоидных отложений центральной части солеродной лагуны представлена тремя генетическими типами.

Тип 1. Каменная соль. Залежи соли образованы полностью прозрачными или буроватыми кристаллическими агрегатами с линзочками и гнездами ангидрита и глауберита. Мощность пластов достигает десятков метров. На лагунное происхождение солей указывают большая мощность и чистота их залежей.

Тип 2. Представлен тип двумя разновидностями. Гипс шестовой текстуры образует выдержанные прослои мощностью до 30 см среди засоленных красноцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Гипс пластинчатой текстуры образует линзы мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров среди сероцветных мергелей и глинистых известняков. Обе разновидности содержат небольшое количество глинисто-алевритовой примеси.

Тип 3. Аргиллиты засоленные, загипсованные, красноцветные. Породам свойственна массивность или комковатость сложения и пятнистость окраски за счет обогащения отдельных участков солями. Примесь алевролитового материала незначительная. Мощность прослоев меняется от первых сантиметров до нескольких метров.

Фа́ция глинисто-сульфатно-галоидных отложений центральной части солеродной лагуны установлена в верхнем девоне — нижнем карбоне и перми. Особенности пространственного размещения отложений фа́ции в толщах верхнего девона и нижнего карбона изучены пока еще недостаточно. Только в ряде случаев (Генизская впадина, Малый Каратау) выявлено, что они располагаются в зоне между сушей и морем. В пермских комплексах эта фа́ция отчетливо занимает центральные области распространения лагунных отложений. Особенно хорошо это установлено для жиделисайской свиты.

Фация песчано-алеврито-глинисто-соленосных отложений краевой части солеродной лагуны. Эта фация сопровождает предыдущую и их отложения обычно взаимосвязаны как по вертикали, так и по горизонтали. Представлена она двумя генетическими типами.

Тип 1. Песчаники мелкозернистые, алевролиты, аргиллиты алевритистые, засоленные, красноцветные. Основной чертой отложений является их засолоненность или загипсованность. Цвет пород — красно-бурый, малиново-бурый, бурый, ржаво-бурый. Текстуры — массивные, пятнистые, тонкослоистые — неправильно- и перекрестно-линзовидные, перистые, редко прерывисто-горизонтальные. Поверхности наслоения несут следы мелкой симметричной ряби и трещин усыхания. Породы имеют слабую гранулометрическую дифференцированность. Характерно частое, нерегулярное переслаивание, в котором выделяются маломощные прослои мелкозернистых песчаников с хорошей сортировкой и тонкогоризонтальнослоистой текстурой.

Тип 2. Гипс и ангидрит. Тип образует мелкие (до 3 см), четко обособленные линзочки среди отложений предыдущего типа. Цвет пород — желтовато- и красновато-бурый. В их составе присутствует до 35 % алеврито-глинистой примеси и гидроокислов железа.

Фация краевой части солеродной лагуны сопровождает фацию ее центральной части. Однозначно это доказано для пермских соленосных толщ Джекказганской и Чуйской впадин. Однако отложения с признаками этой фации, вероятно, могут представлять лагуну полностью при обильном поступлении терригенно-глинистого материала, который распределился по всей ее акватории. Отложения фации в сторону суши замещаются красноцветными терригенно-глинистыми накоплениями плейасовой равнины. Переслаиваются они, кроме того, с терригенными и карбонатными отложениями озерной и лагунной природы. Органических остатков в породах фации не обнаружено.

Фация глинисто-карбонатных отложений центральной части пресноводной лагуны. Эта фация включает широкий спектр пород, которые могут быть сгруппированы в три генетических типа.

Тип 1. Мергели, известняки глинистые, кремнистые, пелитоморфные, кристаллические, сероцветные. Породы имеют темно-серый, пепельно-серый, желто-серый, желтый цвет. Для них характерна выдержанная расслоенность. Из тонкослоистых текстур широко распространены горизонтальная и волнистая, реже — параллельная линзовидная. Часто встречаются текстуры взмучивания, взламывания, оползания, знаки мелкой симметричной ряби. Породы содержат то или иное количество алеврито-песчаного необработанного материала кварцевого и полевошпатового состава, остатки пресноводных остракод, мелких пелеципод, угнетенных форм брахиопод, рыб.

Тип 2. Строматолитовые известняки. Тип распространен нешироко: несколько горизонтов известняков (по 20—35 см) выявлено

в кингирской свите. Известняки имеют бугристую поверхность, уплощенное основание и тонкую волнисторасслоенную текстуру.

Тип 3. Аргиллиты и алевролиты известковистые. Этот тип ассоциируется с предыдущими или образует мощные самостоятельные накопления. Текстура пород массивная или горизонтально-, волнисто-, линзовиднослоистая. Поверхности наслоения содержат скопления мелкого углефицированного растительного детрита. Цвет пород меняется от светло- до темно-серого. Нередко они пиритиносны. В них также встречаются раковины остракод и пелеципод.

Фация глинисто-карбонатных отложений центральной части пресноводной лагуны широко присутствует в карбоне и перми. Отложения фации нередко переслаиваются с накоплениями солеродной лагуны.

Фация карбонатно-глинисто-алевроито-песчаных отложений краевой части пресноводной лагуны представлена четырьмя генетическими типами.

Тип 1. Песчаники мелкозернистые, алевролиты глинистые, пестроцветные. Породы образуют выдержанные прослои мощностью от 10 см до 2 м с резкими границами. Эрозионные контакты не встречены. Сортировка средняя или плохая, иногда хорошая. В песчаниках сортировка лучше в средней части слоя; верхняя содержит значительное количество алевроито-глинистой составляющей, нижняя — обломков средней песчаной зернистости. Породам свойственна высокая карбонатность. Текстуры пород разнообразны — массивная, горизонтальная, прерывисто-горизонтальная, волнистая, параллельно- и перекрестно-линзовидная, перистая и мелкая косая, а также встречаются в самых разнообразных сочетаниях; обычны текстуры взмучивания, оползания, знаки мелкой ряби волнений и трещины усыхания. Цвет пород — желтый, желто-бурый, белый, ржаво-бурый, розово-желтый, розовый.

Тип 2. Аргиллиты, алевроитистые аргиллиты, известковистые, пестроцветные. Породы образуют линзы и выдержанные прослои. Чаще встречаются хорошо отмученные, чистые аргиллиты, реже аргиллиты с алевроитовой примесью до 10 %. Породы содержат до 30 % карбонатного материала. Текстура пород — массивная, цвет — желтый и розово-желтый; границы с выше- и нижележащими отложениями — четкие. Мощность прослоев меняется от десятков сантиметров до 1,5 м.

Тип 3. Известняки, мергели песчанистые, известняки глинистые, пестроцветные. Породы образуют прослои и линзы мощностью в 5—70 см, ограниченные резкими поверхностями. Текстура в слое — массивная, реже горизонтально-, волнисто- или линзовиднослоистая. Породам свойственна высокая насыщенность песчаным и глинистым материалом — до 40 %. Цвет пород — желтый, ржаво-бурый, белый, светло-серый и серый. Встречаются остатки угнетенных форм брахиопод, пелеципод и остракод.

Тип 4. Песчаники разнозернистые, чаще средне-мелкозернистые, алевролиты, аргиллиты, красноцветные. Породы образуют тес-

ное сочетание, находясь в частом переслаивании или постепенных взаимопереходах. В пластах сложного строения распределение гранулометрических разновидностей неупорядоченное. Мощность прослоев колеблется от сантиметров до десятков метров. Текстуры — массивная, перекрестно-линзовидная, косолинзовидная, волнистая, сложно переплетающиеся между собой. Поверхности наложения несут следы симметричной укороченной и брахиморфной ряби волнений и трещин усыхания. Иногда породы высококарбонатные — 10—15 %. Цвет их меняется от красно-бурого до розового.

Фация карбонатно-глинисто-алеврито-песчаных отложений краевой части пресноводной лагуны распространена в верхнем девоне — нижнем карбоне и перми. Генетические типы фации образуют две разобщенные ассоциации: первая объединяет три первых типа, вторая — третий и четвертый. Нередко они встречаются обособленно среди отложений другого генезиса. При этом отмечаются некоторые закономерности в сочетаниях. Типы 1—3 часто переслаиваются и примыкают к отложениям центральной части пресноводной лагуны или прибрежных частей мелководного моря. Тип 4 обычно сочетается с отложениями краевых частей солеродной лагуны.

Макрофация отложений лагунных бассейнов опознается уверенно, благодаря наличию типоморфных членов и признаков. Так для солеродной лагуны характерно присутствие галогенных и сульфатных отложений, для пресноводной — наличие карбонатных пород с остатками специфичной фауны. Сочетание этих типов является дополнительным диагностическим критерием и свидетельством их макрофациального единства. Важное значение при вычленении пород макрофации имеет их пространственная локализация вблизи морских отложений. К этим признакам следует добавить обычную горизонтальную расслоенность отложений и выдержанность слоистости на больших расстояниях. Среди терригенных в составе макрофации резко преобладают тонкозернистые осадки — алевриты и аргиллиты; крупнозернистые, за исключением брекчий взламывания, не встречаются совсем. Осадкам свойственна высокая карбонатность. Многие генетические типы несут следы мелководных условий седиментации — волновую рябь и трещины усыхания, разнообразную негоризонтальную слоистость. Для пород характерен пестрый цвет с преобладанием желтых и розово-желтых окрасок в одних группах, серых — в других и красно-бурых — в третьих.

Обстановка лагунной седиментации в настоящее время распространена в различных климатических зонах на участках низменных побережий морских бассейнов. Солеродная и карбонатная седиментация отмечаются только в тропической и аридной зонах. Однако аналогия здесь может быть проведена только качественная, так как масштабы палеозойской лагунной седиментации были намного значительнее. В этой связи в проведенных реконструкциях лагунной ситуации ни в одном случае не была выявлена класси-

ческая схема современной позиции бассейнов этого типа: море — коса (бар) — лагуна. Понятна сама по себе сложность этой задачи. Впрочем, не исключено, что в ряде случаев бассейны седиментации, выделяемые нами как лагуны, представляли собой нечто более своеобразное. Особенно это следует иметь в виду, обращаясь к мощным соленосным и карбонатным толщам широкого площадного распространения, венчающим комплекс палеозоя.

Морские отложения

Этой генетической группе принадлежит ведущая роль на двух уровнях — в силуре и в верхнем девоне — нижнем карбоне. Каждому из них характерны свои особенности: в силуре резко преобладают терригенные образования, в девоне — карбоне — внизу карбонатные, вверху терригенные. Морские отложения однозначно опознаются по присутствию остатков морской фауны, среди которых известны представители почти всех групп: кораллов, мшанок, аммоноидей, наутилоидей, кринноидей, брахиопод, трилобитов, строматопороидей, граптолитов, фораминифер, гастропод, пелципод и др. Известно, что влияние самой среды обитания на их облик является очень точным инструментом фациального анализа. Уже сам факт определенного расселения организмов и их связи с типами отложений дает богатейший материал. Однако далеко не все отложения морского генезиса содержат ископаемую флору. В этих условиях на первый план выступает анализ литологических признаков пород и их пространственных соотношений с породами, морское происхождение которых доказано.

Для морских отложений большие трудности возникают в вопросе их фациально-генетической градации, которая пока еще не систематизирована. При их анализе мы стремились соблюсти принцип эквивалентности: выделение фациальных элементов проводилось по возможности одномасштабно и однотипно с континентальными. В результате морские отложения среднего и верхнего палеозоя расчленяются на две макрофации.

Прибрежно-морская макрофация

Эта макрофация объединяет две фации, из которых одна характеризует прибрежную — литоральную, а вторая — более удаленную от берега — сублиторальную зоны. Первая фация имеет ограниченное распространение и в ископаемом состоянии встречается редко, вторая распространена широко. Отложения макрофации представлены пестрым набором сероцветных пород от валунных конгломератов, до ракушняка и хемогенных известняков.

Фация карбонатно-песчано-галечных отложений литоральной зоны объединяет четыре генетических типа.

Тип 1. Конгломераты разногалечные, валунные, гравелиты пудинговые, сероцветные. Валунно-галечный материал конгломератов хорошо окатан и плохо сортирован. Распределение его по слою

неупорядоченное; заметно преобладающих направлений в ориентировке удлиненных галек не отмечается. Отложениям свойственна грубая неправильная линзовидность, за счет неравномерного распределения материала. Границы между линзами — то четкие, то нечеткие; переходы — резкие и постепенные. В гравелитах обозначается крупная мульдообразная или пологая срезающая клиновидная слоистость. Размеры серий достигают 2 м, при мощности слоев 1—10 см. Цементирующая масса пород имеет серый, зеленовато-серый, зеленый или желто-зеленый цвет. Отмечается пятнистость окраски — красно-бурые пятна на зеленовато-сером фоне. Серии пород типа попадают в линзочки (1—3 см мощностью) красно-бурых песчанистых алевролитов. Отложения генетического типа образуют мощные — несколько десятков метров — пакеты, реже они создают маломощные прослои, связанные с подстилающими и перекрывающими отложениями постепенными переходами.

Тип 2. Песчаники разнозернистые, от крупно- до мелкозернистых, гравелиты с включениями окатанных обломков разнообразных пород, сероцветные. Песчаники и гравелиты плохо сортированы; средней сортировкой отличаются только мелкозернистые разновидности. Породы имеют линзовидное сложение, мульдообразную или пологую клиновидную слоистость размером до 1,5 м. В отдельных слоях отмечается разукрупнение материала от основания к кровле. Отложения этого типа образуют как мощные (десятки метров) монотонные пачки, так и сравнительно небольшие (1—3 м) пласты. С выше- и нижележащими они связаны постепенным переходом. Цвет пород — зеленый, серый, желтовато-серый.

Генетические типы 1 и 2 тесно взаимосвязаны постепенными переходами как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Кроме того, с ними ассоциируются грубообломочные отложения подводных частей дельт. Этот комплекс занимает краевое положение в морском бассейне вблизи размываемой горной суши. В сторону моря он замещается типичными морскими отложениями, которые часто вклиниваются в отложения этих типов. Обоим генетическим типам характерно полосовое распространение, причем ширина зоны составляет несколько километров. Органических остатков в породах обоих типов не обнаружено.

Тип 3. Известняки песчанистые, песчаники сильно известковистые, сероцветные. Содержание карбонатной и терригенной составляющей варьирует от 20 до 80 %. Обломочный материал имеет плохую окатанность и сортировку с преобладанием крупнопесчаного материала. По составу преобладают обломки кварца — до 85 %. Отложения типа образуют небольшие линзы среди известняков и доломитов с нечеткими границами. Иногда они имеют мульдообразную и косую слоистость средних размеров — мощность косых серий до 50 см. Цвет пород — серый, белый, желтовато-белый.

Тип 4. Известняки органогенно-обломочные. Известняки находятся среди органогенных или заключены в терригенно-глинистые пачки, образуя линзы мощностью до 1 м. Они сложены битыми

раковинами, погруженными в микритовую основную массу. Целые раковины встречаются редко. Породы содержат до 25 % терригенно-глинистой примеси. Чаще всего известняки сложены обломками раковин брахиопод. Присутствуют также фрагменты раковин пелеципод, обломки кораллов, мшанок, трилобитов и пр.

Фация карбонатно-песчано-галечных отложений литоральной зоны распространена широко. Большой части морских комплексов характерно ее рассредоточенное размещение, что связано с перемещением береговой линии. Только в некоторых разрезах силура и визе-намюра она занимает доминирующее место, обозначая собой устойчивое положение береговой линии на протяжении длительного времени.

В фациальной характеристике литоральной зоны особое место обычно занимает выявление малых седиментационно-морфологических элементов — кос, баров, пересыпей и т. д. Имеющийся в нашем распоряжении материал ни в одном случае не позволил провести сколько-нибудь уверенную диагностику подобного рода. Более того, корреляционный анализ структурно-текстурных и вещественных признаков показал чрезмерную случайность их сочетаний и распределений. По-видимому, это связано с тем, что эти элементы являются динамически тесно ассоциирующимися, неустойчивыми и взаимопереходящими.

Отложения литоральной зоны (типы 1—3) бедны органическими остатками; в них найдены мелкие пелециподы, гастроподы, брахиоподы, трилобиты. В сторону моря они замещаются отложениями сублиторали. Этой фации алевролиты и аргиллиты не свойственны.

Фация карбонатно-глинисто-песчаных отложений сублиторальной зоны характеризуется разнообразием генетических типов, среди которых наиболее типичны различные органогенные известняки, а наиболее распространенными — песчаные и глинистые породы. В составе фации выделено пять генетических типов.

Тип 1. Органогенные известняки. В этом генетическом типе выделяются подтипы соответственно преобладанию пороодообразующих организмов: встречаются коралловые, брахиоподовые, мшанковые, криноидные, пелециподовые, мшанковые и водорослевые известняки. Все они почти целиком сложены скелетными остатками хорошей сохранности, нередко занимающими прижизненное положение. Органогенные известняки образуют выдержанные прослой и отдельные линзы среди кристаллических и пелитоморфных известняков мощностью от десятков сантиметров до десятков метров.

Тип 2. Известняки глинистые с остатками фауны. Этот тип распространен широко. Из органических остатков в нем присутствуют те же представители, что и в предыдущем. Породы массивны или имеют параллельную линзовидную, горизонтальную или волнистую слоистость. Содержание пелитового материала 35 %. Скелетные

остатки не обработаны и часто занимают прижизненное положение.

Тип 3. Известняки оолитовые. Распространен тип не широко, образуя отдельные линзы среди пелитоморфных и кристаллических известняков или выдержанные прослои среди алевроито-глинистых пород. Мощность линз и прослоев не превышает 50 см.

Тип 4. Аргиллиты, аргиллиты алевроитистые, известковистые, кремнистые, сероцветные. Отложения этого типа образуют прослои мощностью от нескольких сантиметров до метров. Цвет пород — темно-серый, серый, желтый, зеленый и зелено-желтый. Текстура пород массивная, иногда тонкогоризонтальнослоистая. Породы бывают сильно известковистыми и содержат уплощенные кремнисто-карбонатные конкреции. Из органических остатков встречаются граптолиты, трилобиты, гастроподы, пеллециподы, строматопороидеи, кораллы.

Тип 5. Алевролиты, песчаники мелко-крупнозернистые, сероцветные. Преобладают песчаные алевролиты и мелкозернистые песчаники, создающие всю гамму постепенных переходов. Роль средне- и крупнозернистых песчаников локализована либо определенным районом, либо нижними частями прослоев песчаников мелкой зернистости. Мощность пластов и пачек отложений велика — многие десятки метров. Текстура пород массивная, в алевролитах встречается тонкая горизонтальная слоистость. Органические остатки редки: трубчатые мшаники, пеллециподы, гастроподы, трилобиты, наутилоидеи, мелкий растительный детрит. Цвет пород — серый, зеленый и зелено-серый.

Фация карбонатно-глинисто-песчаных отложений сублиторальной зоны расположена между отложениями литорали и центральных частей морского бассейна. Она известна во всех морских комплексах, хотя роль ее не везде одинакова. Хорошо и разнообразно она представлена в силуре и нижнем карбоне, начиная с виле, и значительно менее выразительно в фамене—туроне. Отложения фации господствуют на значительных интервалах разрезов или находятся среди отложений центральных частей морского бассейна. Часто они включают в себя элементы фации литоральной зоны. Ширина занимаемой ими полосы варьирует от нескольких до десятков километров. Для фации характерны тонкообломочные и карбонатные осадки. Терригенно-глинистые отложения заключают остатки угнетенной и обедненной в видовом отношении фауны, карбонатные, напротив, содержат представителей разнообразного органического мира. Текстура пород преимущественно массивная, но толщам характерна четкая и устойчивая расслоенность с мощностью прослоев от десятков сантиметров до десятков метров. Многие из них прослеживаются на сотни километров.

Макрофация отложений прибрежной части эпиконтинентального морского бассейна имеет важное значение для палеогеографических реконструкций. В целом для нее характерны терригенные, а среди них грубообломочные, сероцветные, реже пестроцвет-

ные образования повышенной карбонатности. Присутствующие в ней органогенно-обломочные известняки, в сущности, также являются кластическими породами. Отложения макрофагии, как правило, имеют полосовое расположение. Ширина занимаемых ими зон варьирует от нескольких до многих десятков километров. Для карбонатных отложений характерны остатки богатой морской фауны. В терригенных и глинистых — встречаются лишь редкие остатки угнетенных организмов. Разнообразие и характер фауны свидетельствуют о неглубоких условиях седиментации в бассейнах тропической области.

Макрофагия центральной части морского бассейна

Отложения макрофагии опознаются как по своему пространственному положению, так и по некоторым характерным признакам. Распространены они среди морских комплексов силура и фамана — нижнего карбона. Макрофагия объединяет две фагии.

Фагия глинисто-карбонатных отложений мелководного морского бассейна распространена широко и представлена шестью генетическими типами.

Тип 1. Известняки кристаллические, сероцветные. Породы образуют хорошо расслоенные пачки (мощность слоев 20—60 см) или тела массивной структуры. Известняки — чистые, реже с примесью (до 10 %) алеврито-глинистого материала, кальцитовые, иногда доломитовые. Нередко в них встречаются линзы, горизонты конкреций темных, серых и бежевых кремней. Размер конкреций меняется от нескольких миллиметров до 50 см. В известняках присутствуют раковины фораминифер и одиночные остатки брахиопод, кораллов, трилобитов и др. В отдельных линзах встречаются скопления остатков, создающих разные типы органогенных известняков — брахиоподовых, мшанковых, сирингопоровых и т. д. Линзы имеют небольшие мощность — 1 м и протяженность — сотни метров.

Тип 2. Известняки кристаллические, богатые разнообразными органическими остатками. Этот генетический тип ассоциируется с предыдущим. Ему характерен массивный или груборасслоенный — горизонтальный или линзовидный — характер строения. Образует он крупные линзы (мощность — десятки-сотни метров при протяженности на многие километры), отдельные части которых насыщены остатками разнообразной фауны, несущими следы пышного расцвета. Тип характеризуют отдельные банки во внутренних частях бассейна.

Тип 3. Известняки глинистые, мергели, сероцветные. Этот генетический тип ассоциируется с типом 1 и не встречается с типом 2. Породы — массивны, иногда тонкорасслоены. В них присутствует обедненный комплекс бентосных организмов — мелкие брахиоподы, ругозы, а также аммоноидеи и наутилоидеи. Встречаются следы ползающих и роющих организмов, биотурбации.

Тип 4. Аргиллиты известковистые, сероцветные. Этот генетический тип часто ассоциируется с предыдущим, но встречается и самостоятельно. Он образует прослои мощностью от десятков сантиметров до десятков метров. В наиболее крупных из них встречаются линзы известняков предыдущего типа или горизонты кремнисто-известковых конкреций. Текстура пород массивная или тонкогоризонтальнослоистая. Цвет — серый, темно-серый, желтый. Степень насыщенности карбонатным материалом различна и достигает 50 %. Породы бедны органическими остатками, из которых присутствуют аммоноидеи, наутилоидеи и редко мелкие брахиоподы. Генетические типы 3 и 4, вероятно, характеризуют обстановку застойных «иловых» впадин (М. С. Быкова, 1960 г.; М. В. Мартынова, 1973 г.).

Тип 5. Доломиты. Этот тип образует груборасслоенные пачки, в которых доломиты переслаиваются с известняками. Породы темно-серые или серые, кристаллические, без посторонних примесей, битуминозные. В них встречаются горизонты кремнистых конкреций. Органическими остатками породы бедны — обнаружены сирингопоры, брахиоподы. Установлено, что доломиты занимают зону между литоралью и внутренними частями морских бассейнов.

Тип 6. Брекчии карбонатные, известняки комковато-брекчиевидные, пестроцветные. Генетический тип в своем облике несет черты как хемогенного, так и кластогенного происхождения. Брекчии состоят из обломков известняков и доломитов, сцементированных карбонатной массой. По простирацию они замещаются кремнистыми известняками с комковато-брекчиевой текстурой, образуя выдержанные горизонты мощностью от нескольких до десятков метров. Цвет пород серый, зеленовато-серый, розовый, коричнево-бурый. Органические остатки отсутствуют или редки. Возникновение генетического типа, по-видимому, связано с оползневыми процессами на подводных склонах.

Фация глинисто-карбонатных отложений центральной части мелководного морского бассейна распространена преимущественно в фамен-нижнекаменноугольных толщах. Среди морских комплексов силура она занимает резко подчиненное положение: установлено присутствие генетических типов 3 и 4. Для отложений фации в целом характерна четкая горизонтальная расслоенность и выдержанность строения на очень значительных расстояниях, что, впрочем, нередко затушевывается однообразием облика толщ. Отложения бедны органическими остатками, хотя в отдельных биогермах встречаются самые разнообразные и пышные из всех известных в среднем и позднем палеозое сообществ. Отложения фации либо сконцентрированы на площади и в разрезах, образуя монолитные комплексы, либо рассеяны в толщах, сложенных породами макрофаций прибрежной части морского бассейна, дельт, аллювиально-озерно-болотных равнин.

Фация карбонатно-песчано-глинистых отложений глубоководного морского бассейна характеризуется четырьмя генетическими типами.

Тип 1. Песчаники разномзернистые, от крупно- до мелкозернистых, иногда гравелитистые, алевролиты песчаные, сероцветные. Породы имеют среднюю сортировку. Нередко наблюдается градиционное распределение материала — крупного внизу и мелкого сверху слоя. В мощных прослоях такое распределение повторяется неоднократно, причем переходы между гранулометрическими разновидностями постепенные. В других случаях закономерностей в распределении материала по слою не устанавливается — чаще всего встречаются слои однородного сложения. Образуют они мощные (десятки метров) монолитные прослои массивной, реже грубой горизонтальнослоистой текстуры. Тонкая слоистость не характерна и встречается только в песчаных алевролитах. Цвет пород серый и темно-серый, зелено-серый и зеленый. Органические остатки редки — обнаружены только развернутые и наутилоиды.

Тип 2. Аргиллиты алевролитистые, сероцветные. Генетический тип занимает незначительное место, но в отдельных разрезах ему принадлежит ведущая роль. Текстура пород — массивная или тонкогоризонтальнослоистая. Мощность прослоев колеблется от нескольких сантиметров до многих метров. Породы часто содержат остатки граптолитов. Их цвет изменчив: темно- и светло-серый, желто-зеленый, желтый.

Тип 3. Песчаники мелкозернистые, алевролиты, аргиллиты ритмичного переслаивания, сероцветные. Сочетание пород создает флюидный облик толщ. Размеры ритмов от 0,5 до 10 м. Различают два типа ритмичности. Первый представлен маломощными (0,5—1 м) пакетами, состоящими из сочетания мелкозернистого песчаника и алевролита, соотношения между которыми примерно равные, причем каждый ритм начинается песчаником и завершается алевролитом. Иногда в составе ритма появляется песчаный или кремнистый аргиллит мощностью 3—7 см. Переходы между слоями внутри ритма постепенные, между ритмами — резкие. Второй тип ритмичности состоит из мелкозернистого песчаника и аргиллита массивной текстуры. Песчаники образуют четко ограниченные в подошве и кровле прослои мощностью до 50 см. Мощность чачек аргиллитов варьирует от 3 до 7 м. Аргиллиты не содержат алевроитовой примеси. В отдельных прослоях песчаников отмечено значительное количество алевроитовой составляющей, насыщающей их верхнюю треть. Цвет пород типа — желтый, зеленовато-желтый, зеленый, серый и темно-серый до черного. Органических остатков не обнаружено.

Тип 4. Известняки кремнистые, глинистые, пиритосные. Распространен тип ограниченно, образуя прослои среди типа 2 мощностью до 50 см. По простирацию пласты известняков переходят в горизонты плотно сидящих караваеобразных конкреций размером до 1,5 м и толщиной в мощность слоя. Цвет пород черный. Содержание кремнистой и алевроито-пелитовой составляющих достигает 30%. В известняках присутствуют остатки прямых наутилоидов и трилобитов.

Фация карбонатно-песчано-глинистых отложений глубоководного морского бассейна распространена в силуре и визе—намюре. Она занимает значительные интервалы разрезов, реже вклинивается четко обособленными мощными пачками в терригенные отложения сублиторали. В других ассоциациях породы фации не известны. Глубоководность отложений определяется рядом признаков — бедностью слоистыми текстурами и специфичностью органических остатков (граптолиты, трилобиты, наутилоиден), упорядоченной сортировкой обломочного материала в алевролитах и песчаниках и хорошей отмученностью аргиллитов, наличием градационной слоистости (результат суспензионных потоков). Застойный характер условий седиментации определяется присутствием пирита. Карбонатность пород не высока или отсутствует совсем, за исключением типа 4.

Макрофация отложений центральной части морского бассейна занимает наиболее удаленное положение от береговой линии, причем величина этого удаления бывает различной — от первого до многих десятков километров: все определяется типом бассейна и топографией его дна. Породы макрофации бедны органическими остатками, особенно бентосными. Исключение представляют редкие локализованные биогермы отдельных банок. Контуры и площадь распространения отложений — самые различные. Однако, как правило, площадь, занятая макрофацией, больше, чем у сосуществующих с нею зон прибрежной седиментации. При разграничении макрофаций морских отложений вообще большое значение имеет анализ их взаимного расположения, который нередко является определяющим.

Обстановки накопления вулканогенных комплексов

Вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования, широко распространенные в девоне и менее — в силуре и карбоне, накапливались в различных условиях. Многие комплексы девонских вулканитов несут черты наземного происхождения — краснокаменное изменение, ассоциации с красноцветными отложениями предгорных шлейфов или временных озер. Органические остатки в них отсутствуют. Другая часть девонских вулканитов образовалась в подводных условиях крупных озер. Им свойственно зеленокаменное изменение пород, широкое распространение миндалекаменных текстур, ассоциация с отложениями постоянных озер — зелеными песчаниками, алевролитами, известняками, содержащими остатки наземных растений или рыб. Известные комплексы вулканогенных пород силура формировались в большинстве своем в подводной морской обстановке. Для них свойственны миндалекаменные текстуры и шаровая отдельность, переслаивание с терригенными или карбонатными отложениями морского происхождения. Среди отложений всех генетических групп присутствуют продукты синхронного вулканизма — примесь вулканического материала, туфы, туф-

фиты. В их облике нередко сохраняются черты фациальных условий формирования — характер, сортировка и обработка материала, цвет, текстуры. В других такие признаки отсутствуют и тогда их фациальная принадлежность устанавливается происхождением вмещающих пород.

*
* *

Литолого-фациальный анализ образований среднего и верхнего палеозоя не только показал их чрезвычайное разнообразие, но и позволил установить ряд естественных и закономерных сочетаний. Некоторые вопросы фациальной принадлежности или диагностики комплексов пород пока принимаются условно, другие решены окончательно. Используя фациальный анализ, мы не стремились к созданию неизбежно жесткой конструкции представлений. Мобильный подход позволяет в рамках наиболее общих и достоверных категорий, определяющих самые крупные элементы природных ситуаций, проводить необходимую перегруппировку более мелких и частных. В нашем случае такая возможность появляется с уровня «фация» и вполне естественна для более мелких элементов: наиболее подвижны — члены переходного, пограничного положения. Инвариантный подход в исследовании почти полностью исключает произвольные толкования и позволяет избежать трафаретных построений. По-видимому, это единственный способ наиболее объективно отразить все возможное многообразие природных объектов и процессов в их сочетаниях, связях и взаимопереходах. Пополнение знаний приводит к той или иной перестройке существующих представлений. Такая возможность не исключена для некоторой части наших построений. В дальнейшем, несомненно, будут проведены более детальные фациальные реконструкции и в фациальном ряду пород появятся такие дополнительные элементы, как мезо- и микрофаии. В этом отношении проведенное исследование представляет собой только главный стержень и некоторые крупные ответвления. Воссоздание детальной фациальной картины — дело будущего.

Вместе с этим хотелось отметить некоторые не совсем ясные моменты проведенных исследований. Не удалось выявить признаков существования песчаных пустынь, столь свойственных для современных аридных поясов земного шара. Континентальные красноцветы не обнаруживают следов эоловой деятельности (сортировка, окатанность, текстуры, малые морфологические формы — дюны, барханы, рябь, характерные современным пустыням). Не исключая необходимости продолжения поисков, мы полагаем, что в изученных красноцветных комплексах «пустынный фактор» подавляется и перерабатывается аллювиально-озерным. Эоловая деятельность, проявляясь постоянно и повсеместно, видимо, не создавала устойчивых во времени ландшафтных элементов пустынь, которые

бы переходили в ископаемое состояние. Этой второстепенной ролью эолового фактора можно объяснить слабую окатанность и несовершенную гранулометрическую и вещественную сортировку, отсутствие массового распространения текстур и малых морфологических форм эолового типа. Причиной слабой трансформации в ископаемое состояние мелких форм может быть также их неустойчивость из-за сыпучего состояния слагающего субстрата. Наконец, немаловажную роль могут играть явления конвергентности. Так, исследования текстурных особенностей современных дюнных и барханных песков в ряде районов мира показали большую схожесть некоторых из них с текстурами водного происхождения (например, некоторые разновидности грубой косой слоистости). Здесь будет уместно заметить, что анализ некоторых текстур водных осадков различной генетической принадлежности, проведенный М. Пикардом и Л. Хайем [43], показал в ряде случаев их малое отличие или полное сходство. Представляется, что уже сейчас настало время тщательного и всестороннего сравнительного анализа фациально-диагностических признаков.

Нерешенным остается вопрос о типе и природе бассейнов мощного соленакпления, осадки которых обозначены как лагунные. Отсутствие современных аналогий усугубляет проблему. Существующие знания о древних соленосных бассейнах Мира показывают, что во всех случаях имеется полная неопределенность в восстановлении источников вещества, процесса соленакпления и конкретной палеогеографии.

Результаты литолого-фациального анализа являются основой выделения и характеристики формаций. Изучение распределения фациальных комплексов в пространстве показало, что не все они проявляют одинаковую способность к организации формационных элементов разного ранга. Вместе с этим, каждая из обособленных макрофаций составляет основу самостоятельных субформаций или даже формаций, закономерность насыщения которых определяется устойчивостью сочетаний фациально-палеогеографических обстановок во времени.

ГЛАВА 6

ФОРМАЦИИ — ТИПОВЫЕ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

К формационному расчленению средне-верхнепалеозойских отложений как в пределах Центрального Казахстана, так и всей Урало-Тяньшанской складчатой области обращались многие исследователи. Впервые общий анализ палеозоя был проведен А. В. Пейве и В. М. Сеницыным [32]. На западе Центрального Казахстана расчленение среднего и верхнего палеозоя на формации проводили О. А. Мазарович [25], Ю. А. Зайцев (1961 г.), А. Е. Михайлов [31], А. С. Кумпан, Г. Л. Добрецов, К. В. Митрофанова

[23]. Отдельные формации были описаны в работах Д. Г. Сапожникова (1948 г.), М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955 г.), М. С. Быковой [8], М. В. Мартыновой (1960 г.), Н. П. Четвериковой (1960 г.), Н. В. Литвинович (1962 г.), П. Т. Тажибаевой [39], А. С. Кумпана [22], В. Пейха (1969 г.), Н. Л. Габая (1970 г.), Т. Н. Голубовской (1972 г.), К. В. Митрофановой [30], М. И. Александровой и Е. Н. Сизовой [2], Н. В. Литвинович, Г. Г. Аксеновой, Т. П. Разиной [24], О. А. Мазаровича [26] и др. В результате были разработаны схемы вертикального формационного ряда (рис. 8), сравнение которых показывает, что в целом представления о количестве и местоположении формаций менялись мало. Существенные уточнения касались взаимоотношений объемов формаций. Многие исследователи для одних и тех же комплексов предлагали свои, новые наименования, отражавшие, по их мнению, наиболее важные свойства.

С наибольшей детальностью расчленение среднего палеозоя (девон—пермь) региона проведено О. А. Мазаровичем [25], который наметил 4 формации и 18 субформаций. Подробно им рассмотрены только девонские формации — континентальная вулканогенная и нижняя континентальная автохтонная молассовая. В формационном анализе О. А. Мазарович использует тектонический (парагенетический) подход, что особо наглядно видно на примере проведенной им систематики моласс, но при наименовании и описании формационных подразделений им используются не только тектонические и литолого-петрографические, но и некоторые генетические характеристики. В его понимании существует следующая соподчиненность подразделений: формационный комплекс — формация — субформация — генетический тип. Этим самым признается необходимость исследования при выделении формаций генетического подхода. Однако пока остается неясным ранговый уровень формационных подразделений выделяемых всеми исследователями. Бросается в глаза также разнобой в их наименованиях, который отражает выделение формационных элементов по разным основаниям и общую неупорядоченность представлений. Принимая субформации и формации как литолого-фациальные ассоциации разного ранга, возникшие при устойчивом сочетании палеогеографических, климатических и тектонических факторов, возможно провести их общую типизацию. Каждая субформация полифациальна, но в ней обычно преобладают накопления одной-двух макроформаций. Формации объединяют родственные субформации. Их границы по вертикали отражают основные этапы седиментационной эволюции, а латеральные замещения связаны с устойчивым сосуществованием крупнейших ландшафтно-седиментационных ситуаций. Таким образом, предлагаемый в работе принцип типизации формационных элементов позволяет учесть их ранговую соподчиненность и тем самым устранить отмеченные выше недостатки существующих схем формационного расчленения.

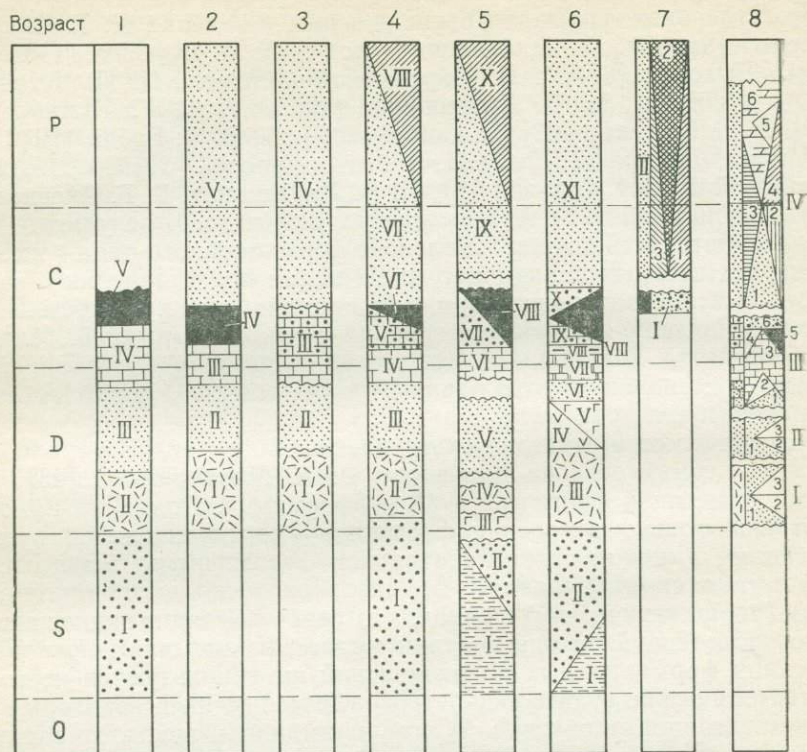


Рис. 8. Вертикальные ряды формаций герцинского комплекса Центрального Казахстана

1 — А. В. Пейве, В. М. Силицын [32] (ряд брахигеосинклинальных формаций Урало-Тяньшанской области): I — терригенных морских сероцветных отложений — местами типичная моласса (S), II — порфировая (D₁), III — терригенных красноцветных континентально-лагунных отложений (D₂₋₃), IV — органогенно-облсочных известняков (D₃-C₁), V — угленосная (C₁-C₂?), 2 — О. А. Мазарович (1953 г.) (север Сарысу-Тенизского водораздела, Тенизская впадина): I — порфировая (D₁₋₂), II — молассовая (D₂₋₃), III — известняковая (D_{3fm}-C_{1v2}), IV — угленосная (C_{1v3-n}), V — пестроцветная формация (PZ₃). 3 — О. А. Мазарович (1961 г.) (северо-запад Центрального Казахстана): I — вулканогенная (порфировая) межгорных впадин (D₁₋₂), II — нижняя молассовая межгорных впадин (D₂-D_{3fr}), III — морская карбонатно-терригенная (D_{3fm}-C₁), IV — верхняя пестроцветная молассовая межгорных впадин (C₂-P), 4 — Ю. А. Зайцев (1961 г.) (Сарысу-Тенизский водораздел, Улутуа, Джекказганская впадина): I — граувакковая (S₁₋₂), II — порфировая (D₁-D₂), III — вулканогенно-терригенная красноцветная молассовая (D₂-D_{3fr}), IV — известняковая (D_{3fm}-C_{1v1}), V — известняково-терригенная (C_{1v1n}), VI — угленосная (C_{1v1-n}), VII — молассовая (C_{1n}-P), VIII — солено-лагунная (P). 5 — А. Е. Михайлов [31] (запад Центрального Казахстана): I — аспидная (S₁₋₂), II — морская моласса (S₂), III — базальтовая (D₁), IV — гранито-порфировая (D₁₋₂), V — аркозовая (D₂-D₃), VI — карбонатная (D_{3fm}-C_{1t1}), VII — приморская моласса (C_{1v}-C₂¹), VIII — угленосная (C_{1v}-C₂¹), IX — континентальная моласса (C₂-P), X — галогенная (P). 6 — карта геологических формаций Восточного Казахстана [19] (запад Центрального Казахстана): I — флюиоидная — верхняя терригенная (O₂-S₁), II — нижняя морская молассовая (O₃-S₂), III — андезит-липаритовая «порфировая» (D₁-D₂), IV — липарит-дацит-андезитовая (D₁₋₂), V — липарит-базальтовая красноцветная молассовая (D₂₋₃), VI — красноцветная молассовая континентальная (D_{3fr}), VII — известняково-доломитовая (D_{3fm}-C_{1t1}), VIII — карбонатно-кремнистая (C_{1t2}), IX — карбонатно-терригенная (субформация угленосная) (C_{1v1-n}), X — пестроцветная терригенная (субформация угленосная) (C_{1n2}), XI — красноцветная терригенная (субформации — соленосная, меденосная, солено-меденосная), (C₂-P). 7 — А. С. Кумпан, Г. Л. Добрецов, К. В. Митрофанова [23] (Тенизская и Джекказганская впадины): I — пестроцветная-угленосная (C_{1n}-C₂), II — красноцветная (субформации: 1 — соленосная в Чуйской впадине, 2 — солено-меле-

Субформации

Пролювиальная субформация в основном сложена накоплениями предгорных шлейфов. Подчиненную роль играют отложения аллювиально-озерных равнин, а среди них преимущественно распространены фации вертикальных потоков и озер. Представляют субформацию две парагенерации красноцветного ряда — грубообломочная и среднеобломочная, соответствующие устойчивому положению проксимальных и дистальных частей шлейфовой зоны предгорий. Редко она включает грубообломочную парагенерацию сероцветного ряда, связанную с длительным существованием на локальных участках семиаридных или гумидных обстановок седиментации. Пролювиальная субформация образует то вытянутые, то изометричные тела шириной от нескольких до 35 км и протяженностью от десятков до сотен километров. В плане и в разрезе эти тела имеют сложные, фестончатые очертания. Наибольшую площадь распространения имеют их базальные горизонты, наименьшую — горизонты кровли. Мощность субформации достигает нескольких километров. В существующей терминологии пролювиальная субформация именуется грубой (красноцветной, пестроцветной, континентальной) молассой. В. И. Попов [33] выделяет ее как подгорно-верную формацию.

Аллювиально-озерная субформация сложена в основном накоплениями соответствующей макрофации. Незначительное место занимают фации постоянных озер с терригенно-глинистой и карбонатной садкой. Встречаются накопления горько-соленых потоков. Субформацию представляет ряд красноцветных парагенераций от среднеобломочной до карбонатно-терригенной. Присутствие местами сероцветных пород озерных фаций придает парагенерациям пестроцветный облик. Аллювиально-озерная субформация занимает обширные площади. Иногда она приспособляется к контурам отдельных небольших впадин. Ее мощность достигает нескольких километров. Субформация нередко именуется тонкой (красноцветной, пестроцветной, континентальной) молассой. Н. Б. Вассоевич (1948 г) выделил ее как молассонидный комплекс, В. И. Попов [33] как равнинно-долинную формацию.

носная в Джезказганской впадине, 3 — красноцветная меденосная в Тенизской впадине) (C_2-P). 8 — О. А. Мазарович [25] (Тенизская и Джезказганская впадины, Сарысу-Тенизский водораздел): I — континентально-вулканогенная (субформации: 1 — грубая красноцветная аллювиально-дельтовая, 2 — базальтовая, 3 — порфировая (D), II — нижняя континентальная автохтонная молассовая (субформации: 1 — пестроцветная аллювиально-пролювиальная и пестроцветно-вулканогенная, 2 — базальтовая, 3 — порфировая) (D_{2-3}), III — континентально-морская терригенно-карбонатная (субформации: 1 — красноцветная континентальная аллювиально-пролювиальная, 2 — морская галогенная, 3 — морская карбонатная, 4 — морская терригенно-карбонатная, 5 — континентально-морская угленосная и 6 — меденосная) (D_3-C_1), IV — верхняя континентальная аллохтонно-автохтонная молассовая (субформации: 1 — красноцветная аллювиально-пролювиально-дельтовая, 2 — пестроцветная аллювиально-пролювиально-озерная, 3 — сероцветная озерно-аллювиальная, 4 — карбонатно-терригенная лагуно-озерная, 5 — озерная карбонатная, 6 — озерная (C_2-P))

Субформация сухой дельты образована накоплениями конечных выносов сезонных потоков, которые обычно сочетаются с отложениями временных озер. В ней присутствуют также отложения постоянных озер с глинисто-терригенной, карбонатной и сульфатной садкой. Представляют субформацию красноцветные и сероцветные среднеобломочная и мелко-среднеобломочная парагенерации. Сероцветные парагенерации фиксируют терригенные части субформации, наиболее удаленные от областей сноса. Субформация сухой дельты образует тела изометричных очертаний площадью в десятки и сотни квадратных километров. Ее мощность достигает сотен метров. В качестве самостоятельного типа субформация выделена впервые.

Озерная субформация сложена накоплениями постоянных озерных бассейнов с терригенной и карбонатной садкой. Встречаются отложения временных озер и речных систем. Представлена она двумя сероцветными парагенерациями: среднеобломочной и карбонатно-терригенной, местами приобретающей пестроцветность. Озерная субформация может быть подразделена на две разновидности: глубоководную и мелководную. Для первой характерно флишное строение парагенераций и присутствие остатков своеобразных форм ихтиофауны, которые не могли существовать в напряженной гидродинамической обстановке мелководья. Вторая содержит отложения временных и горько-соленых озер, сезонных потоков. Форма тел озерной субформации разнообразна — от плащеобразной до линейно вытянутой. Занимаемая ею площадь меняется от десятков до многих тысяч квадратных километров. Мощность достигает нескольких километров.

Субформация плейасовых равнин сложена комплексом соответствующей макрофации. Преобладают накопления временных озер. Существенное место занимают отложения пресноводных и засоленных лагун, крупных озерных водоемов с терригенной и карбонатной садкой. Встречается равнинный аллювий и отложения предгорных шлейфов. Представлена субформация красноцветной карбонатно-терригенной парагенерацией пород, местами приобретающей пестроцветный облик. Она занимает обширные пространства и достигает мощности 1 км. Субформация плейасовых равнин (сабхи) ранее не выделялась.

Прибрежно-континентальная угленосная субформация сложена чрезвычайно полифациальным комплексом отложений, основу которого составляет макрофация аллювиально-озерно-болотных равнин. Встречаются также накопления литорали, сублиторали и открытого морского бассейна. Субформацию представляют две сероцветные парагенерации — мелкообломочная и средне-мелкообломочная. К последней приурочены прослои углей мощностью до 50 см. Отдельные интервалы ее имеют ритмичное строение: в основании ритмов находятся мощные пласты песчаников (10—50 м) аллювиального или подводно-дельтового генезиса, выше следуют сложно построенные пакки зеленых или темно-серых углистых (озерно-болотных) аргиллитов и алевролитов (20—

100 м), иногда содержащие мелкие линзочки (1—3 см) углей. Вечают разрезы ритмов прослой (10—50 см) саж или углей (болотная фация). В отдельные ритмы вклиниваются прослой известняков двух типов. Пелитоморфные известняки (10—50 см) часто порфировидной структуры имеют озерное происхождение. Они приурочены к пачкам тонкозернистых пород. Органогенно-обломочные известняки (30—70 см) находятся в кровле ритмов, в случае присутствия саж и углей — непосредственно над ними. Угленосная субформация занимает полосы шириной в первые десятки километров. Ее мощность достигает 3 км. Угленосные субформации этого типа нередко именуется параллическими формациями.

Субформация пресноводной лагуны включает отложения различных частей полуизолированного бассейна. Кроме того, присутствуют накопления субаквальных частей дельт, литорали и сублиторали, временных и постоянных озер, солеродных лагун. В субформации можно различать две разновидности. Первая представлена исключительно сероцветной мелкообломочной парагенерацией, вторая — тремя тесно связанными парагенерациями: карбонатной-мергельной, карбонатно-терригенной сероцветной и карбонатно-терригенной красноцветной. Субформация пресноводной лагуны образует вытянутые тела или занимает обширные площади и имеет мощность до 3,5 км. Формационный элемент, возникший в обстановке континентального пресноводного незамкнутого бассейна, прежде выделен О. А. Мазаровичем как карбонатно-терригенная лагунно-озерная субформация [25].

Субформация солеродной лагуны сложена отложениями разных частей бассейна, с которыми переслаиваются накопления плейсово́й равнины, пресноводной лагуны, озер с терригенной и карбонатной садкой. Представляют субформацию три парагенерации: соленосная, мергельно-соленосная и карбонатно-терригенная гипсоносная. Субформация имеет плащеобразное залегание и мощность в несколько сот метров. В литературе она известна как соленосная (соленосно-лагунная) или галогенная [23, 25, 31].

Прибрежно-морская субформация сложена фациальным комплексом литорали и сублиторали. Местами фиксируются отложения дельты, открытого моря и аллювиально-озерно-болотных равнин. По набору парагенераций в субформации различаются две разновидности. Первая представлена сероцветными крупно- и среднеобломочной парагенерациями и ассоциируется с субформацией глубоководного морского бассейна. Она образует вытянутые тела фестончатых очертаний шириной до 15 км и протяженностью в сотни километров. Вторая включает сероцветные мелко-среднеобломочную и карбонатно-терригенную парагенерации, которым характерно ритмичное строение: в основании ритмов находятся песчаники, в кровле — органогенно-обломочные известняки, между которыми располагаются алевролиты и аргиллиты. Мощность отдельных ритмов меняется от нескольких десятков до 200 м. Она занимает широкие зоны (до 150 км) и по литорали замещается морской мелководной карбонатной субформацией.

Мощность прибрежно-морской субформации меняется от нескольких сотен метров до 3,5 км. Она более всего соответствует понятиям: морская моласса или граувакка. В. И. Попов подобный тип именуется шлифовой формацией [33].

Морская мелководная карбонатная субформация сложена исключительно накоплениями открытого моря. Представлена она двумя парагенерациями пород. Первая — доломитовая распространена сравнительно ограниченно. Она тяготеет к основанию субформации, а территориально — к краевым частям. Вторая — известняковая парагенерация распространена широко. Часто она представляет субформацию полностью. Субформация занимает обширные пространства и меняет мощность от нескольких сотен метров до 4,5 км. Иногда она именуется карбонатной формацией [38].

Субформация иловых впадин включает сложную ассоциацию кремнистых, глинистых, карбонатных, железистых отложений и вулканитов основного и щелочного состава, возникших в относительно глубоководной морской обстановке. Обычно она локализована неширокими (10—15 км) вытянутыми зонами. Ее мощность достигает сотен метров. На существование этого формационного типа впервые обратили внимание М. С. Быкова [8] и М. В. Мартынова [27].

Морская глубоководная субформация сложена в основном фациальным комплексом отложений глубоководного моря. Представлена она тремя тесно связанными парагенерациями сероцветного ряда: среднеобломочной, мелко-среднеобломочной и мелкообломочной. Последняя обычно имеет флишоидное сложение. Присутствующие в субформации грубообломочные накопления являются отложениями литорали и sublиторали, перенесенными гравитационными потоками. Морская глубоководная субформация занимает узкую протяженную зону (ширина 100—150 км, длина — несколько сот километров) и имеет мощность до 4 км. Она более всего подходит понятиям аспидная или флишоидная формация.

При формационном расчленении вулканогенных комплексов учитывался состав, характер магматических продуктов, особенности сложения образуемых ими тел, фациальные условия проявления вулканизма, что позволило обособить шесть типов субформаций, латерально замещающих друг друга и обозначающих ареалы действия отдельных вулканов или их групп.

Подводная андезито-базальтовая субформация сложена преимущественно лавами, часто миндалекаменными и шаровыми. Встречаются лавобрекчии и туфы. Кислые разности пород редки. Присутствуют прослойки серо-цветных песчаников, кремнистых алевролитов и известняков с остатками ихтиофауны. Мощность субформации 2,5 км.

Наземная андезито-базальтовая субформация образована лавами, лаво-брекчиями и агломератами. Иногда присутствуют липарито-дацитовые и липаритовые лавы и туфы. Часто встречаются линзы красноцветных конгломератов, песчани-

ков и вулканогенно-осадочных пород. Мощность субформации достигает нескольких сотен метров.

Наземная липаритовая субформация сложена разнообразными туфами, агломератами и лавами липаритового, реже липарито-дацитового состава. Часто присутствуют линзы красноцветных вулканогенно-осадочных пород, редко линзы основных вулканитов. Мощность субформации достигает 2,5 км.

Наземная базальт-липаритовая субформация образована мощными однородными покровами андезито-базальтовых и базальтовых лав и лаво-брекчий, липаритовых и липарито-дацитовых лав, туфов, агломератов, имеющих краснокаменное изменение. Присутствуют линзы красноцветных конгломератов, песчаников, туфоконгломератов и туфопесчаников. Мощность субформации достигает нескольких сотен метров.

Наземная трахилипаритовая субформация образована флюидальными липаритовыми трахилипаритовыми, трахидацитовыми порфирами и туфами. Подчиненную роль играют вулканогенно-осадочные породы — красноцветные туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники. Ее мощность достигает 1,5 км. С вулканитами субформации в единую вулcano-плутоническую ассоциацию связаны небольшие массивы гранит- и фельзит-порфиров.

Наземная трахиандезит-базальтовая субформация представлена андезитовыми, андезито-базальтовыми, базальтовыми, трахибазальтовыми порфиритами, туфами и агломератами. Присутствуют линзы красноцветных песчаников, конгломератов и гравелитов. Мощность субформации достигает 1 км.

Формации

Закономерные сочетания рассмотренных субформаций обуславливают существование формаций, каждая из которых выступает в качестве типовой генетической ассоциации не только для Казахстана, но и вообще. Большинство формаций представлено в регионе индивидуально, только некоторые типы повторяются в разрезе неоднократно. Все формации группируются в шесть сменяющихся по вертикали суперформаций.

1. Континентально-морская терригенная суперформация верхнего ордовика — нижнего девона

Континентально-морская терригенная суперформация распространена только на востоке территории: разрозненные выходы ее протягиваются от Ниязских гор, через Сарысу-Тенизский водораздел в Западное Прибалхашье. Суперформация объединяет силур Селетинского синклиория, карабатырскую и чегоминскую свиты Сарысу-Тенизского водораздела, кызылтавскую свиту Джезказган-Улутавского района, силур Западного Прибалхашья в составе са-

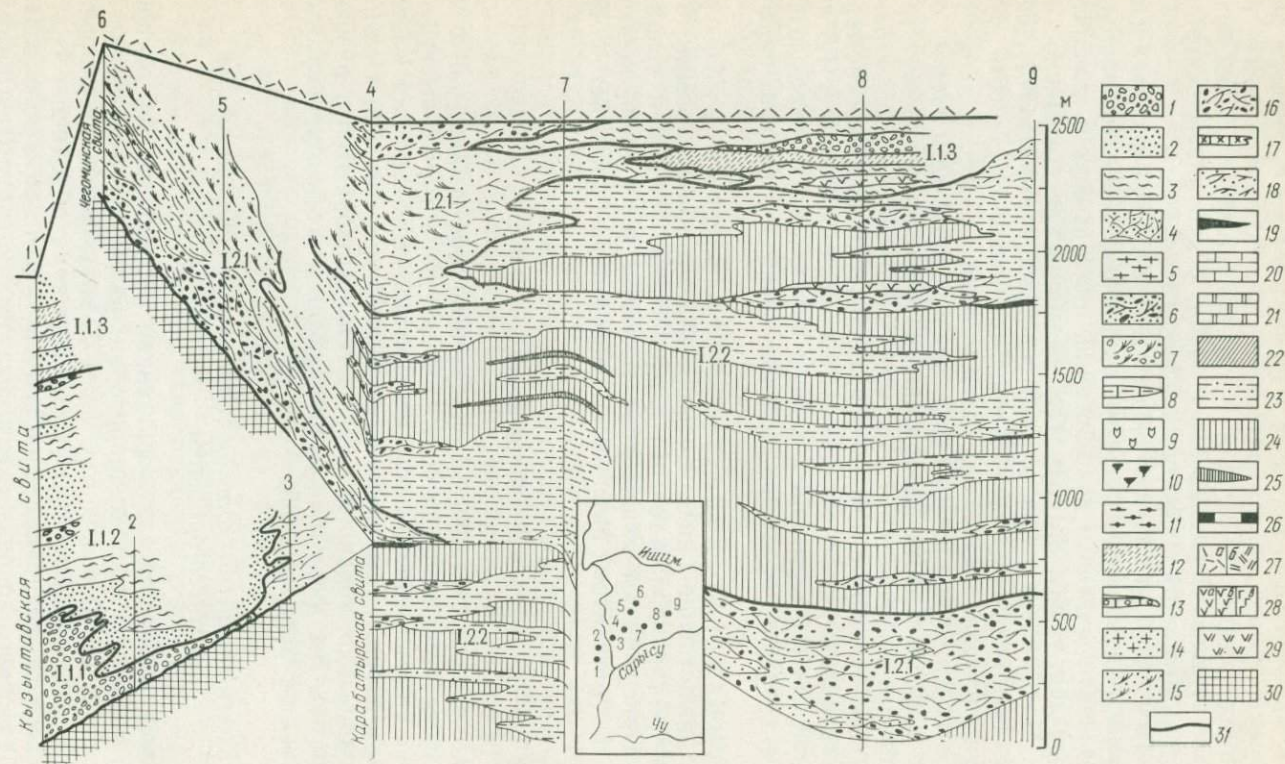


Рис. 9

Рис. 9. Стрoение континентально-морской терригенной суперформации верхнего ордовика — нижнего девона

Макрофашии: 1 — предгорных шлейфов, 2, 3 — временных озер и рек (2 — песчаники, 3 — алевролиты и аргиллиты), 4 — выносов сезонных потоков (песчаники), 5—9 — постоянных озер (5 — песчаники, алевролиты и аргиллиты центральной зоны, 6 — конгломераты и гравелиты литорали, 7 — песчаники и алевролиты подводной дельты, 8 — глинистые известняки, 9 — загнивающие алевролиты и аргиллиты), 10 — аллювиально-озерно-болотных равнин (углистые алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки), 11 — пресноводных лагун и постоянных озер (аргиллиты, алевролиты), 12 — плейсасовой равнины (аргиллиты, алевролиты), 13 — пресноводных лагун (известняки), 14 — солеродных лагун (соль, аргиллиты, мергели), 15 — дельты и литорали (песчаники и алевролиты), 16, 17 — литорали (16 — конгломераты, гравелиты, 17 — известняки), 18 — литорали и сублиторали (песчаники, алевролиты), 19 — сублиторали (известняки), 20—22 — мелководного морского бассейна (20 — известняки, 21 — доломиты, 22 — аргиллиты), 23—25 — глубоководного морского бассейна (23 — песчаники, 24 — аргиллиты, 25 — известняки). 26 — маркирующий горизонт кремней разной фацальной принадлежности. Состав вулканогенных образований: 27 — кислый (а — липаритовый, б — липарито-дацитовый), 28 — средний и основной (а — андезитовый, б — андезито-базальтовый, в — базальтовый), 29 — щелочной (трахиандезитовый). 30 — древний субстрат, 31 — границы между формациями. Местоположение разрезов: 1 — г. Кызылтау—Эскулы, 2 — родник Сарыбулак—Эскулы, 3 — г. Керегетас, 4 — горы Карабатыр и Торткудук, 5 — г. Кужал, 6 — северо-восточнее г. Иттарка, 7 — г. Карамурза, 8 — руч. Тенекты, 9 — г. Желескен

ламатской, койчинской, коктаасской и нижнекасымской свит. Стратиграфический объем суперформации варьирует от верхнего силура в Западном Прибалхашье и Ниязских горах до верхнего ордовика — нижнего девона на Сарысу-Тенизском водоразделе. Ее различные горизонты с несогласием перекрывают образования от докембрия до верхнего ордовика. С вышележащей рассматриваемая суперформация связана постепенным переходом, а на отдельных участках они находятся в латеральных взаимоотношениях. В составе континентально-морской терригенной формации выделяются две формации (рис. 9).

I.1. Формация пролювиально-аллювиально-озерной равнины аридной зоны имеет ограниченное распространение в горах Кызылтау-Эскулы и в ряде районов Западного Прибалхашья. Первоначально она, вероятно, также была распространена нешироко. Представляют ее три субформации: пролювиальная (I.1.1.), аллювиально-озерная (I.1.2) и плейсасовой равнины (I.1.3). Первая располагается в нижней части и только местами (Западное Прибалхашье) занимает разрез полностью. Ее особенность — подавляющая роль красноцветной грубообломочной парагенерации, сложенной преимущественно валунными и крупногалечными конгломератами, пуддинговыми гравелитами и песчаниками, глыбовыми брекчиями. Аллювиально-озерная субформация слагает большую часть формации и представлена в основном красноцветной среднеобломочной парагенерацией, в которой разнозернистые песчаники преобладают над алевролитами. Редко встречаются аргиллиты, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Для нее характерна тонкая расслоенность. Субформация плейсасовой равнины распространена сверху, но ее присутствие возможно и на других уровнях. Представлена она только расслоенными средними и мелкообломочными парагенерациями красноцветного ряда, включающего прослой конгломератов, кремнистых известняков, туффитов и андезито-базальтовых порфиритов. Мощность формации достигает 2,5 км.

1.2. Формация глубоководного морского бассейна в тропической зоне занимает ведущее место. Представляют ее две субформации: прибрежно-морская (1.2.1) и морская глубоководная (1.2.2). Первая имеет ограниченное распространение. В настоящем от нее сохранилась цепочка выходов, которая трассируется от Западного Прибалхашья к центру Сарысу-Тенизского водораздела и далее к западным подножиям Ниязских гор. Ее фрагменты сохранились также в Чуйских и Ортау-Космурунских горах и на востоке Сарысу-Тенизского водораздела, образуя другую зону выходов. Грубообломочной парагенерации субформации свойственно массивное сложение, только местами намечается неясная слоистость. Для среднеобломочной парагенерации характерно подавляющее преобладание разнозернистых песчаников и хорошая расслоенность. Прибрежно-морская субформация обозначает устойчивое положение узких зон (10—15 км) прибрежной седиментации, что обусловлено спецификой морфологии морского бассейна, имевшего троговую природу: его краевые части были ограничены системой конседиментационных разломов. Морская глубоководная субформация обозначает центральную зону бассейна, где слагает разрез формации полностью. Составляющие ее парагенерации занимают отдельные зоны сложных очертаний. На участках, примыкающих к устьям крупных рек, отмечается полный набор и четкая последовательность сероцветных парагенераций от средне- до мелкообломочной. Примером могут служить разрезы по профилю верховья рек Қанқарасу—Жаманкон—ручей Тенекты. На участках седиментации, не связанных непосредственно с деятельностью речных систем, наблюдаются иные сочетания с выпадением тех или иных парагенераций. Так, по профилю г. Куянды — среднее течение руч. Тенекты — р. Жаманкон выпадает средне-мелкообломочная парагенерация. По профилю же гор Кужал — Карабатыр с грубообломочной парагенерацией прибрежно-морской субформации непосредственно сочетается мелкообломочная парагенерация. Общая мощность формации достигает 4,5 км.

Нахождение генетически столь удаленных формаций в одной суперформации обусловлено единством палеоструктурной обстановки седиментации, определяющей устойчивость конкретной палеогеографической ситуации. Формация пролювиально-аллювиально-озерной равнины связана с длительным существованием сравнительно небольших областей континентальной седиментации по периферии морского бассейна, обрамленного горными системами.

Вещественный состав обломочных пород суперформации испытывает значительную изменчивость. В конгломератах решающее место принадлежит обломкам пород нижнего палеозоя. Для базальных частей свойственна большая выдержанность состава. Кроме того, на отдельных участках появляются горизонты мономиктовых конгломератов, приобретающих маркирующее значение. Состав конгломератов суперформации свидетельствует о том, что в пределах западной части Центрального Казахстана нижнепалео-

зойские комплексы были распространены значительно шире, чем теперь. Песчаники суперформации имеют литоидный состав. Содержание полевых шпатов и кварца меняется в широких пределах. Участками наблюдается преобладание полевошпатовых и аркозовых песчаников — верховья р. Канкарасу.

Континентально-морская терригенная суперформация в предложенной ассоциации формаций установлена впервые. Ранее отдельные ее части выделялись как граувакковая (Н. П. Четверикова, 1960 г.), аспидная и морская молассовая формации [31]. Терригенные комплексы верхнего ордовика — нижнего силура на карте геологических формаций Восточного Казахстана показаны флишоидной формацией [19]. Любая из этих обобщенных характеристик вряд ли правомерна — суперформация сочетает в себе как комплексы типа морской молассы (прибрежно-морская субформация) или граувакки и флиша (соответственно среднеобломочная и средне-мелкообломочная парагенерации морской глубоководной субформации), так и комплексы, которые могли превратиться при достаточной степени метаморфизма в аспидный тип (мелкообломочная парагенерация той же субформации). Кроме того, суперформация включает формацию пролювиально-аллювиально-озерной равнины, существование которой на этом уровне не было известно.

II. Континентальная терригенно-вулканогенная суперформация верхнего силура — среднего девона

Суперформация распространена главным образом на востоке территории, в зоне девонского вулканического пояса. Ранее к ней относились наземные вулканиты нижнего—среднего девона, выделявшиеся в качестве порфиритовой и альбитофировой свит. Суперформация в целом именовалась как порфировая или вулканогенная формация.

Исследования последнего десятилетия позволили детально изучить формацию от Прибалхашья до Тенизской впадины, в результате чего намечена более сложная схема ее строения, нежели та, которую принимали традиционно, начиная с работ П. Л. Меркулова, А. Е. Репкиной (1933—1938 гг.) и Н. Г. Кассина (1934 г.). Новые сведения о вертикальном распространении вулканитов и отдельных их разновидностей позволяют внести существенные коррективы в знания о стратиграфическом объеме, особенностях и закономерностях строения суперформации. Однако следует признать, что пока еще имеются только самые общие характеристики, далекие от желаемой детальности. Это обстоятельство обусловлено двумя причинами: трудностью изучения вулканитов вообще (стратиграфическое расчленение, корреляция разрезов, опознание генетических типов, выделение вулcano-плутонических ассоциаций и т. д.) и отсутствием обобщающих исследований, которые бы синтезировали достижения детальных работ последних лет. Предлагаемое нами толкование особенностей строения не претендует на роль такого обобщения.

В суперформацию мы включаем силурийские вулканиты Западного Прибалхашья и среднедевонские (булумбайская свита и ее аналоги) Сарысу-Тенизского водораздела. Последние обычно относились к вышележащей суперформации, хотя многие исследователи-съемщики показали широкое распространение в центральной части пояса вулканитов среднего девона, без несогласия продолжающих вулканогенные комплексы нижнего девона. Это обстоятельство позволило провести выделение суперформации по-новому. Соответственно иначе воспринимается теперь ее стратиграфический объем, захватывающий интервал от верхнего силура до среднего девона. Новые представления касаются также взаимоотношений суперформации с нижележащей континентально-морской терригенной. Ранее в основании вулканических комплексов было общепризнано существование крупнейшего несогласия, вызванного структурной перестройкой. Наши исследования, напротив, показали тесную связь этих суперформаций, которая выражается непрерывностью разреза, взаимопереплетением в контактной зоне типоморфных членов каждой суперформации, естественным единством их структурных планов. Несогласия проявлены только в краевых частях вулканического пояса, где отдельные горизонты «выплескиваются» на древние образования. В составе терригенно-вулканогенной субформации можно выделить три формации (рис. 10).

II.1. Вулканогенная контрастная наземная формация пользуется наибольшим распространением. Представлена она двумя субформациями: липаритовой (II.1.1) и базальт-липаритовой (II.1.2), содержащими линзы красноцветных осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Базальт-липаритовая субформация имеет очень ограниченное распространение. Общая мощность формации достигает 2,5 км.

II.2. Вулканогенная основная подводная формация распространена широко и представлена андезито-базальтовой субформацией очень монотонного сложения. Иногда встречаются мощные линзы кислых туфов. Присутствующие в ней маломощные прослойки и линзы сероцветных песчаников, алевролитов, известняков, редко конгломератов, указывают на субаквальные условия вулканизма. Хотя нередко удается установить, что излияния заканчивались в субаэральных условиях. Все же большая часть основных вулканитов формации имеет подводное происхождение. Силурийские и нижедевонские андезитовые и базальт-андезитовые толщи Западного Прибалхашья и Атасуйского района, возможно, формировались в морской обстановке: среднедевонские — булумбайской свиты Сарысу-Тенизского водораздела — в глубоководной озерной. Существует мнение, что основные вулканиты занимают в регионе два изолированных уровня: нижний — коктасская, мунгинская, талдымесская свиты; верхний — булумбайская свита и ее аналоги. Между тем, на востоке и в центре Сарысу-Тенизского водораздела оба уровня нередко соединяются,

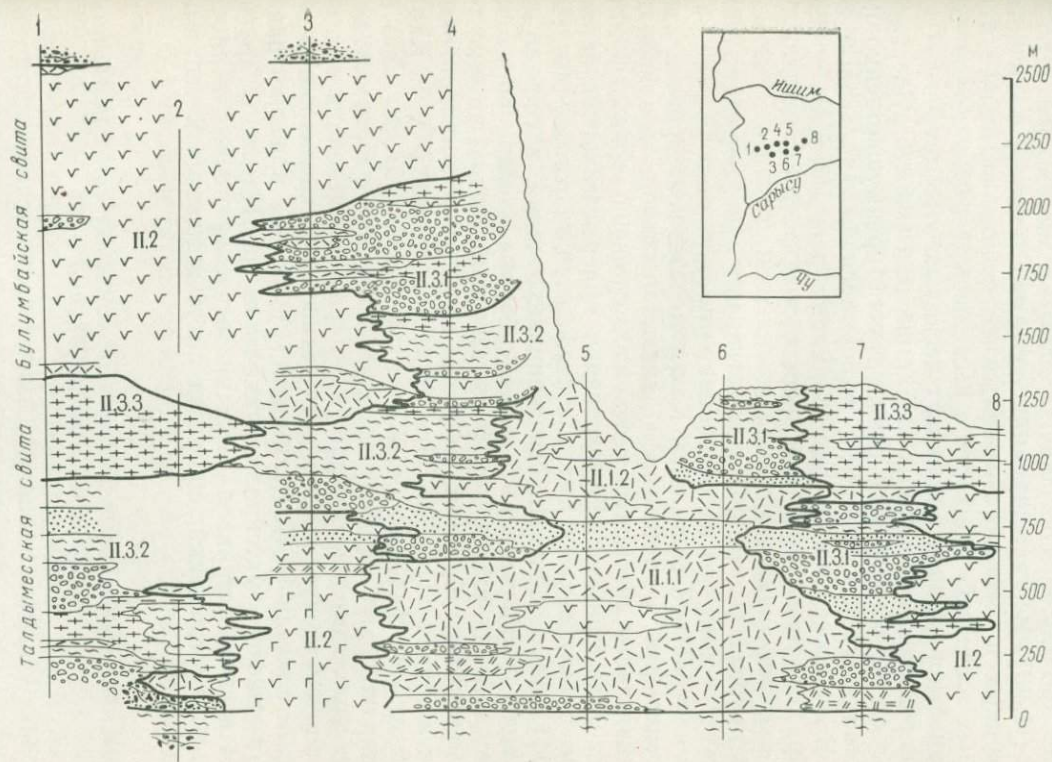


Рис. 10. Стрoение континентальной терригенно-вулканогенной суперформации верхнего силура — среднего девона
 Местоположение разрезов: 1 — руч. Талдысай, 2 — руч. Сарыбулак, 3 — г. Кабанбай, 4 — южнее г. Кигаш, 5 — г. Койтас,
 6 — Шувароба, 7 — руч. Тенекты, 8 — г. Желтымес.
 Условные обозначения см. на рис. 9

что позволило выделить единую формацию. Ее мощность достигает 3 км.

II.3. Вулканогенно-осадочная формация пользуется ограниченным распространением в периферических зонах вулканического пояса. Представлена она разнообразным сочетанием субформаций, соотношения между которыми от места к месту сильно меняются: пролювиальной (II.3.1), аллювиально-озерной (II.3.2), озерной (II.3.3). Все субформации содержат большое количество вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, отдельные линзы которых достигают мощности в несколько десятков метров. Общая мощность формации составляет несколько километров.

В распределении описанных формаций по площади существует закономерность: осевая зона пояса занята преимущественно наземной контрастной формацией, периферические — подводной основной. Вулканогенно-осадочная формация располагается между ними, образуя узкие (5—20 км) прерывистые фестончатые полосы выходов вдоль вулканического пояса.

Вещественный состав обломочных пород суперформации свидетельствует о том, что их образование происходило за счет разрушения контрастной формации. Конгломераты всех уровней имеют мономиктовый состав — преобладают вулканогенные породы. Обломочная часть литоидных песчаников сложена зернами вулканитов и полевых шпатов. Химическая и минералогическая характеристика вулканогенных пород суперформации стандартна. Помимо эффузивных и пирокластических накоплений, в составе суперформации большую роль играют субвулканические образования. Наземной липаритовой субформации свойственны рвущие тела автоматических брекчий, туфов, флюидалных липаритовых порфиров и гранит-порфиров. Многие исследователи (Ю. Ф. Кабанов, 1962 г.; В. Н. Казмин, 1967 г.; А. Е. Михайлов, 1969 г.; В. Н. Завражнов, 1970—1980 гг.) связывают эту субформацию с гранитоидными комплексами раннего — среднего девона в единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Наиболее отчетливо этот парагенез был показан В. Н. Казминым (1967 г.) на примере гранитоидов Улутавского массива и вулканитов гор Идыге. В других случаях эта связь устанавливается на основе временных и пространственных соотношений, общности петрохимических и геохимических характеристик.

III. Континентальная вулканогенно-терригенная суперформация среднего-верхнего девона

Изучению суперформации посвящено большое количество исследований. Однако здесь мы пытаемся дать не только их синтез, но и определить во многом более детальную, конкретную, а порой и новую характеристику. Объем суперформации принимается нами иначе, чем предшествующими исследователями: из нее исключена булумбайская свита порфиритов. Суперформация, таким образом, объединяет сарыадырскую, кумадырскую, кыштавскую, аиртавскую

свиты жаксыканской серии и их аналоги. Стратиграфический объем охватывает живетский ярус — нижнюю часть фаменского яруса. На большей части территории она залегает с резким несогласием. Однако в зоне вулканического пояса связана постепенным переходом с нижележащей терригенно-вулканогенной суперформацией (рис. 11). С вышележащей суперформация также имеет различные соотношения — только на западе Сарысу-Тенизского водораздела и в Большом Каратау они тесно взаимосвязаны.

Континентальная вулканогенно-терригенная суперформация включает две формации.

III.1. Формация пролювиально-аллювиально-озерной равнины аридной зоны составляет основу суперформации и представлена пятью субформациями: пролювиальной (III.1.1), аллювиально-озерной (III.1.2), сухой дельты (III.1.3), озерной (III.1.4) и наземной андезито-базальтовой (III.1.5). Первая широко распространена в нижней части формации, но нередко занимает ее разрез полностью. Ее особенность — широкое присутствие в грубообломочных парагенерациях валунных и глыбовых конгломератов, пуддинговых гравелитов и песчаников. Аллювиально-озерная субформация играет основную роль. Ее специфика — подавляющее распространение красноцветной среднеобломочной парагенерации, приобретающей местами пестроцветный облик. Средне-мелкообломочная парагенерация обнаружена только на крайнем западе региона. Всем парагенерациям характерна хорошо выраженная и выдержанная грубая расслоенность. Субформация сухой дельты распространена спорадически и выражена нетипично. Представляющая ее красноцветная среднеобломочная парагенерация сочетает выдержанную горизонтальную расслоенность и грубую косую слоистость. В ней почти полностью отсутствуют алевролиты и аргиллиты. Озерная субформация находится в нижней или средней части формации. Редко она занимает разрез полностью (г. Кыштау). Представляют ее сероцветные, средне- и мелкообломочные карбонатно-терригенные парагенерации с выдержанной тонкой расслоенностью пород. Индивидуальное существование парагенераций связано с автономностью озерных бассейнов, в каждом из которых накапливались различные осадки. Наземная андезито-базальтовая субформация распространена в нижней части формации и тяготеет главным образом к зонам крупных разломов.

В строении формации существует закономерность: при сохранении фациальной характеристики с востока на запад происходит уменьшение гранулометрии обломочных пород. Такие же изменения происходят от краевых к внутренним зонам частных впадин. Общая мощность формации превышает 6 км.

III.2. Вулканогенная щелочная наземная формация распространена главным образом в зоне вулканического пояса. За его пределами она встречается спорадически, будучи приуроченной к зонам крупных разломов. Формация находится в верхней части суперформации. Ее соотношения с отложениями под-

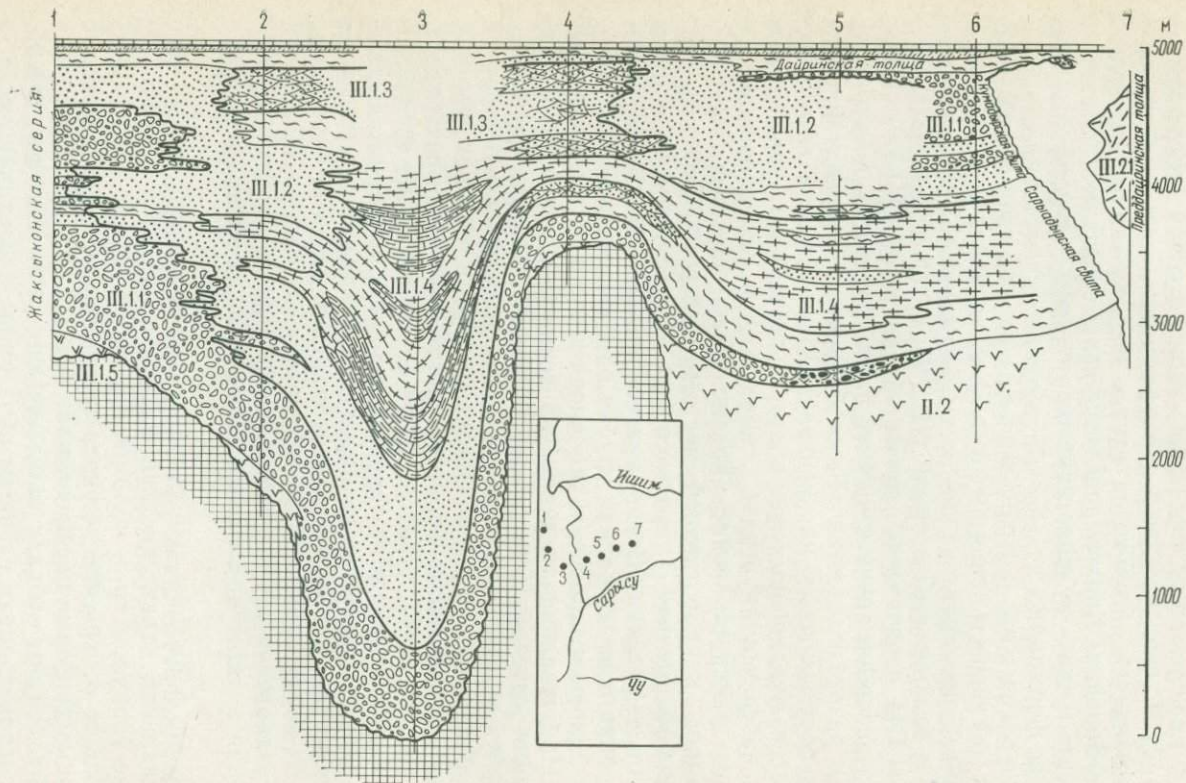


Рис. 11. Строение континентальной вулканогенно-терригенной суперформации среднего—верхнего девона
 Местоположение разрезов: 1—озеро Кумыстыколь, 2—юго-западнее пос. Кургасын, 3—севернее горы Улутай, 4—ручей Шо-
 лаккаим, 5—севернее горы Актобе, 6—р. Жаксыкон, 7—р. Жаманкон.
 Условные обозначения см. на рис. 9

стиляющей формации различны: в пределах вулканического пояса в ее основании имеется крупное несогласие, в других местах (горы Кыштау, Кокчетау) она связана с нижележащей формацией постепенным переходом. В зоне вулканического пояса вопрос принадлежности наземной щелочной формации окончательно не решен. Многими исследователями поддерживается точка зрения, что в центральной части пояса наземный вулканизм продолжался с раннего девона по франский век.

Вулканогенная щелочная формация представлена двумя пространственно разобщенными субформациями: трахилипаритовой (III.2.1) и трахиандезитовой (III.2.2). Первая распространена главным образом в зоне вулканического пояса и включает петрографически пестрый набор красноцветных, эффузивных, пирокластических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Вторая находится на западе региона и сложена довольно однообразными накоплениями андезитовых и андезито-базальтовых лав, туфов и агломератов с линзами красноцветных конгломератов и песчаников. В пределах гор Кокчетау обе субформации ассоциируются.

Наземная щелочная формация обладает петрохимической спецификой, дающей дополнительное основание в пользу ее самостоятельности — в ней присутствуют кислые и основные породы с содержанием K_2O — до 12 %, CaO — до 1 % и Na_2O — до 2 %. Мощность формации достигает 1 км.

Вещественный состав обломочных пород молассовой суперформации девона очень изменчив. Наиболее резко изменения по горизонтали. Это видно на примере конгломератов Сарысу-Тенизского водораздела, Улутау и Карсакпая. Отчетливо обособляется зона подавляющего распространения конгломератов из галек эффузивных пород вдоль девонского вулканического пояса. Удаленные от него тела грубой молассы имеют иной и более пестрый состав. Для песчаников также отмечается большая пестрота состава.

В северной и северо-западной частях региона распространены полевошпатовые и аркозовые разности (полевые шпаты 60—70 %, кварц 10—30 %, породы 5—20 %). В центральной части Сарысу-Тенизского водораздела преобладают полевошпатово- и кварц-литойдные разности с содержанием кварца до 30 %, обломков эффузивов до 60 %, полевых шпатов до 50 %. В разрезах восточных частей Сарысу-Тенизского водораздела решающая роль принадлежит кварц-литойдным и литойдным песчаникам, состоящим из обломков эффузивов — до 80 %, кварца — до 50 %, полевых шпатов — до 25 %. Северные области Сарысу-Тенизского водораздела имеют кварц-полевошпатовый состав песчаников с содержанием полевых шпатов и кварца до 70 % каждого. Состав песчаников на крайнем западе региона (реки Терисбутаг, Шагырлы, Бозинген) является литойдно-кварцевым или полевошпатово-кварцевым с содержанием кварца до 80 %, полевых шпатов до 40 %, магматических и метаморфических пород до 30 %. В разрезах к югу от г. Улутау преобладают кварц-полевошпато-литойдные песчаники с соответствующим содержанием этих компонентов — 20—25 %,

30—45 %, 30—50 %. В верхах разреза г. Жаксы-Котур распространены олигомиктовые кварцевые песчаники. Среди обломков пород преобладают кислые эффузивы, подчинены обломки метаморфических пород. В низах разрезов иногда (Жаксысайский купол) преобладают кварц-полевошпатовые и полевошпатовые песчаники, в которых до 20 % обломков представлено аляскистыми гранитами.

По данным М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955 г.), в Западном Прибалхашье преобладают литоидные, полевошпатово-литоидные и кварц-литоидные песчаники. Песчаники разрезов Большого Каратау имеют в основном полимиктовый состав: в обломочной фракции содержатся кремнистые, кремнисто-глинистые, карбонатные и метаморфические породы, кварц, полевые шпаты (Е. А. Похвистнева, 1959 г.).

Принимая усредненную характеристику песчаников, для девонской молассы можно наметить ряд петрографических провинций. Наиболее ярко представлена протяженная провинция от восточных окраин Тенизской впадины и Сарысу-Тенизского водораздела к Западному Прибалхашью, в которой решающая роль принадлежит литоидным и кварц-литоидным песчаникам, содержащим главным образом обломки вулканогенных пород. Обособленная провинция занимает северо-запад региона, запад Тенизской впадины и север Сарысу-Тенизского водораздела и Джекказган-Улутавский район, где преимущественным распространением пользуются песчаники полевошпатового и кварц-полевошпатового состава. Провинция полевошпатово-кварцевых и литоидно-кварцевых песчаников занимает крайний запад региона. В пределах Большого Каратау по качественным описаниям можно выделить провинцию полимиктовых песчаников, в которых преобладают обломки кремнистых, кремнисто-глинистых, карбонатных и метаморфических пород, в подчиненном количестве находятся кварц и полевые шпаты. Установленное размещение провинций обусловлено двумя причинами: характером источников сноса и действием транспортной дифференциации. Крайняя западная позиция провинции песчаников, обогащенных кварцем, очевидно, связана с решающей ролью в ее возникновении транспортной дифференциации, в то время как другие провинции обязаны своим существованием характеру материнских пород. Это заключение подтверждается также особенностями размещения гранулометрических разностей пород по площади — мелкозернистые песчаники занимают западные районы рассмотренной территории.

IV. Континентально-морская галогенно-терригенно-карбонатная суперформация верхнего девона — нижнего карбона

Суперформация имеет широкое распространение и хорошо изучена в стратиграфическом отношении. Во многих местах она залегает с несогласием и только в некоторых прогибах постепенно сменяет вулканогенно-терригенную. Подошва суперформации в ме-

стах ее несогласного залегания проводится в основании базальных красноцветных комплексов. При согласном залегании суперформации на девонской молассе ее естественным основанием является подошва карбонатного комплекса. Такое сочетание структурных и формационных границ определяет двойственность принадлежности стратиграфических подразделений пограничной зоны. Дайринская, джездинская, уйтасская и другие свиты в одних местах принадлежат континентальной вулканогенно-терригенной, в других — континентально-морской суперформациям. Основание суперформации имеет скользящий характер от фамена до середины намюра, кровля ограничена примерно синхронной поверхностью и принадлежит верхам намюра. Только в Большом Каратау она поднимается в средний карбон. Стратиграфический объем суперформации укладывается в фаменский ярус — средний карбон. В ее составе выделено четыре формации, показанных на рис. 12.

IV.1. Формация пролювиально-аллювиально-озерной равнины аридной зоны находится в основании суперформации. Формация представлена пролювиальной (IV.1.1), аллювиально-озерной (VI.1.2), сухой дельты (IV.1.3) субформациями. Первая обычно расположена в основании, вторая — сверху, третья пользуется локальным распространением и нередко занимает разрез формации полностью. Особенность пролювиальной субформации — массивность сложения и широкое распространение валунных конгломератов. В составе аллювиально-озерной субформации преобладает красноцветная мелкообломочная парагенерация пород и только местами распространена среднеобломочная, характерная для субформации сухой дельты. Мощность формации изменяется от нескольких метров до 1 км.

Данная формация — своеобразная базальная моласса. Она символизирует собой события двоякого плана: активизацию восходящих движений, с чем связано широкое распространение валунных конгломератов в основании формации и начало общей нивелировки и развития трансгрессивных тенденций, обусловивших устойчивое уменьшение гранулометрии пород в ее верхах. Эти особенности отразились на характере вещественного состава пород формации. Основную роль в обломках играют устойчивые к разрушению вулканогенные породы девона, обуславливающие усредненность и одноликость состава на значительных площадях.

IV.2. Формация плейасовой равнины и лагун аридной зоны представлена субформациями солеродной лагуны (IV.2.1) и плейасовой равнины (IV.2.2). Первая пространственно локализована в отдельных районах Чуйской, Джезказганской и Тенизской впадин. Вторая широко распространена, повсеместно предвара вышележащий трансгрессивный комплекс. Особенности строения формации пока неизучены. Ее мощность достигает сотен метров.

IV.3. Формация мелководного морского бассейна тропической зоны составляет основу суперформации и имеет очень широкое распространение. Она представлена тремя

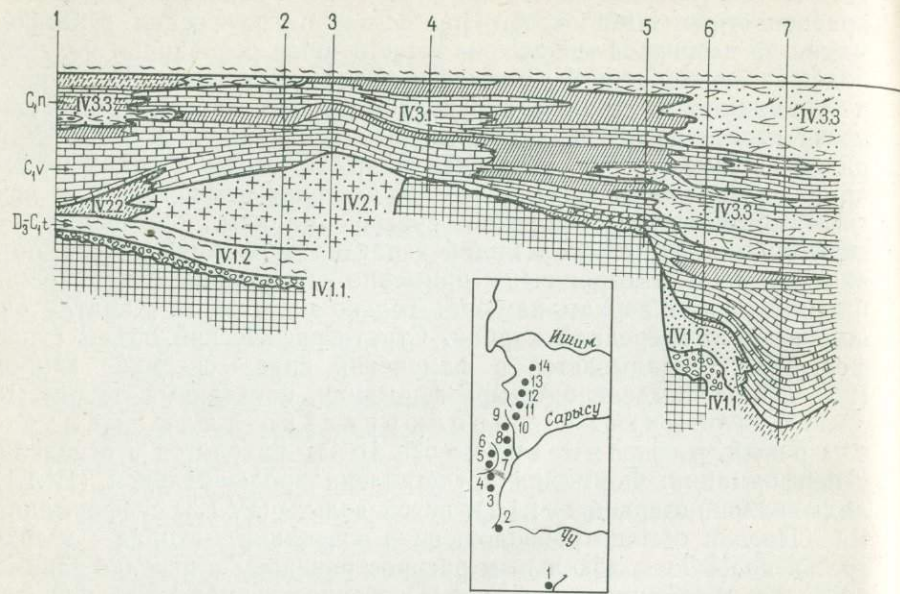
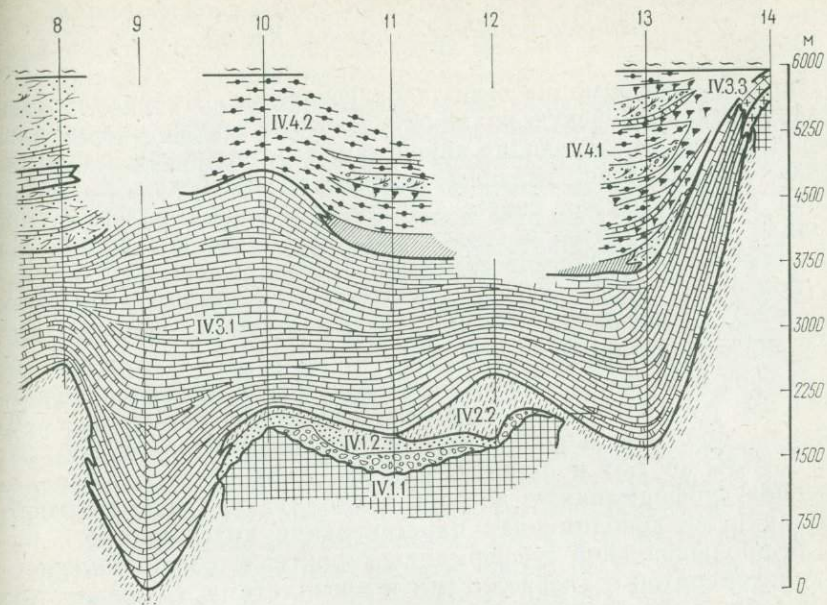


Рис. 12. Строение континентально-морской галогенно-терригенно-карбонатной суперформации верхнего девона — среднего карбона. Местоположение разрезов: 1 — р. Коктал, 2 — дельта р. Сарысу, 3 — гора 8 — руч. Жаксыкай, 9 — верховья р. Каракингир, 10 — руч. Кызылсай, 11 — руч. Сарыбулак, 12 — р. Кирей, 13 — озеро Кыпшак, 14 — северо-западнее озера Тениз. Условные обозначения см. на рис. 9

субформациями: морской мелководной карбонатной (IV.3.1), иловых впадин (IV.3.2), прибрежно-морской (IV.3.3). Доминирующее положение занимает мелководная карбонатная, которая, помимо известняковой и доломитовой парагенераций, на отдельных участках представлена сероцветной карбонатно-терригенной парагенерацией. Субформация иловых впадин известна пока только на юго-востоке Сарысу-Тенизского водораздела, где приурочена к нижней части формации (Джаильминская мульда). Прибрежно-морская субформация, напротив, занимает верхнюю часть формации на востоке региона. Представлена она сероцветными мелко-среднеобломочной и карбонатно-терригенной парагенерациями, для которых характерно обособленное поинтервальное распространение фациальных комплексов сублиторали и открытого моря. Среди сублиторальных накоплений часто встречается фация подводной дельты, которая, однако, рассредоточена на обширных площадях. Общая мощность формации достигает 6 км.

IV.4. Формация прибрежной равнины и лагун гумидной зоны распространена в верхней части суперформации и представлена двумя субформациями: прибрежно-континентальной угленосной (IV.4.1) и пресноводной лагуны (IV.4.2). При-



карбонатной суперформации верхнего девона — среднего карбона. Коктобе, 4 — р. Белеуты, 5 — р. Керегетассай, 6 — р. Улькен-Жезды, 7 — р. Жиланды, 8 — руч. Жаксыкай, 9 — верховья р. Каракингир, 10 — руч. Кызылсай, 11 — руч. Сарыбулак, 12 — р. Кирей, 13 — озеро Кыпшак, 14 — северо-западнее озера Тениз. Условные обозначения см. на рис. 9

сутствуют отложения подводных частей дельт и морской сублиторали. Первая представлена сероцветной мелко-среднеобломочной, вторая — сероцветной мелкообломочной парагенерациями. Формация образует прерывистую полосу выходов на востоке региона. Ее мощность — 3 км.

Континентально-морская галогенно-терригенно-карбонатная суперформация характеризует полный трансгрессивно-регрессивный цикл седиментации. Предваряет начало трансгрессии красочетная базальная моласса, ее развитие знаменует формация плейасовой равнины и лагун, а максимум — карбонатная субформация мелководного морского бассейна. Регрессивную часть цикла отмечают прибрежно-морская субформация и формация прибрежной равнины и лагун гумидной зоны. Этот полный набор характерен далеко не для всех районов территории. Во многих местах он редуцирован за счет латерального замещения. Так, в Западном Прибалхашье и на Кокчетавском поднятии отсутствует карбонатная субформация, а в центре и на юге Карсакпайского поднятия — терригенно-карбонатная и угленосная. Эти и другие вариации строения континентально-морской формации отмечают детали развития седиментации в каждом районе.

*V. Континентальная галогенно-терригенная суперформация
среднего карбона — нижней перми*

Данная суперформация выполняет Тенизскую, Шубаркульскую, Джекказганскую, Чуйскую впадины и многочисленные мелкие синклинали вокруг. В нее входят кирейская, терсакканская, владимировская, таскудукская, джекказганская, жиделисайская, кзылканатская и каракырская свиты. Стратиграфический объем суперформации укладывается в средний карбон — нижнюю пермь. На подстилающей она залегает согласно. Только местами ее отдельные горизонты трансгрессивно располагаются на более древних отложениях. Суперформация представлена двумя формациями, роль и значение которых неравнозначны (рис. 13).

V.1. Формация пролювиально-аллювиально-озерной равнины аридной зоны включает четыре субформации: пролювиальную (V.1.1), аллювиально-озерную (V.1.2), сухой дельты (V.1.3) и озерную (V.1.4). Доминирует аллювиально-озерная субформация, в которой преобладают средне-мелкообломочная и мелкообломочная парагенерации красноцветного ряда. Для пролювиальной субформации характерно сочетание галечных конгломератов с алевролитами и аргиллитами. Особенностью субформации сухой дельты является широкое распространение сероцветных песчаников, к которым приурочено медное оруденение. Формации в целом свойственна линзовидность сложения и грубая ритмичная расслоенность. Ее мощность меняется от нескольких сотен метров до 3 км.

V.2. Формация плейасовой равнины и лагун аридной зоны занимает верхнюю часть разреза. Представлена двумя субформациями: плейасовой равнины (V.2.1) и солеродной лагуны (V.2.2). Широко распространены накопления крупных карбонатных озер и пресноводных лагун, которые, однако, самостоятельной субформации не образуют. Субформация плейасовой равнины в составе формации доминирует. Она представлена карбонатно-терригенной парагенерацией, для нее характерна очень тонкая расслоенность и монотонность облика. Местами она пестроцветная. Субформация солеродной лагуны занимает центральную часть Джекказганской впадины. Это — соленосная парагенерация однообразного сложения. Общая мощность формации меняется от нескольких десятков метров до 1 км.

Вещественный состав обломочных пород суперформации в региональном плане изучен Т. Н. Голубовской (1959—1979 гг.). Ведущему члену пролювиальной субформации — конгломератам свойственна сильная изменчивость состава по латерали.

На юге Тенизской впадины, по рекам Куланутпес и Кон в обломках представлены главным образом кремни нижнего палеозоя с незначительной примесью галек верхнетурнейских известняков и вулканогенных пород девона. Западнее, в районе озер Тасмула и Киякты распространены мономиктовые конгломераты, состоя-

щие из обломков верхнетурнейских известняков. Еще западнее, в районе оз. Кирей в конгломератах нижней половины субформации преобладают кремни палеозоя и вулканогенные породы девона. В ее верхней половине гальки окремнелых известняков остаются господствующими и только в самых верхах конгломераты почти полностью состоят из галек вулканитов девона. Далее на запад, в районе озер Бердень и Кунакай по всему разрезу в конгломератах преобладают обломки известняков верхнего турне, только в самом основании появляются линзы, состоящие из обломков известняков фамена — нижнего турне. На левобережье р. Терсаккан в составе конгломератов преобладают кремнистые породы нижнего палеозоя, хотя в нижней половине субформации значительная роль принадлежит обломкам пород из эффузивных толщ девона. Кроме того, появляются гальки песчаников и порфиритов нижнего палеозоя.

В целом, по югу Тенизской впадины отчетливо видно очаговое распространение конгломератов различного состава. Сопоставление конгломератов юга Тенизской (р. Терсаккан) и Шубаркульской впадин показало сходство их состава и почти полную идентичность в размещении по разрезу, несмотря на то, что эти районы отстоят друг от друга на 120 км. В нижних частях преобладают гальки девонских вулканогенных пород кислого состава, в средних — кремни, яшмы и кремнисто-железистые породы нижнего палеозоя, верхние части разрезов заняты конгломератами, состоящими только из галек окремнелых известняков верхнего турне. Описанное сходство связано с тем, что эти районы питала единая область сноса, располагавшаяся между Шубаркульской и Тенизской впадинами, на месте Кирейского поднятия.

Конгломераты верхнепалеозойской молассы на юго-западе Чуйской впадины, в районе р. Коктал сложены гальками известняков и доломитов фамена, турне и, видимо, нижнего палеозоя. Присутствуют также хлоритовые сланцы, филлиты и единичные гальки кварца. По всему разрезу субформации состав конгломератов почти не меняется. Постоянен состав конгломератов и по северо-восточной окраине Чуйской впадины, где в обломках преобладают вулканиты девона, а, кроме того, распространены кремни нижнего палеозоя и гранитоиды. Несомненно, что окраинные зоны Чуйской впадины получали материал из различных областей: юго-западная часть впадины — из области находившейся на месте Малого Карату, северо-восточная — из района Атасу-Монинтинского водораздела. Очаговое распространение на площади конгломератов различного состава указывает на существование многих источников сноса. Устойчивое распространение конгломератов одного состава в разрезах некоторых участков связано с длительным размывом одних и тех же комплексов пород. Вертикальная изменчивость в разрезах других участков вызвана сменой материнских пород. Четкая обособленность и зональность в распределении очагов конгломератов различного состава указывает на незначительность перемещения материала вдоль областей сноса.

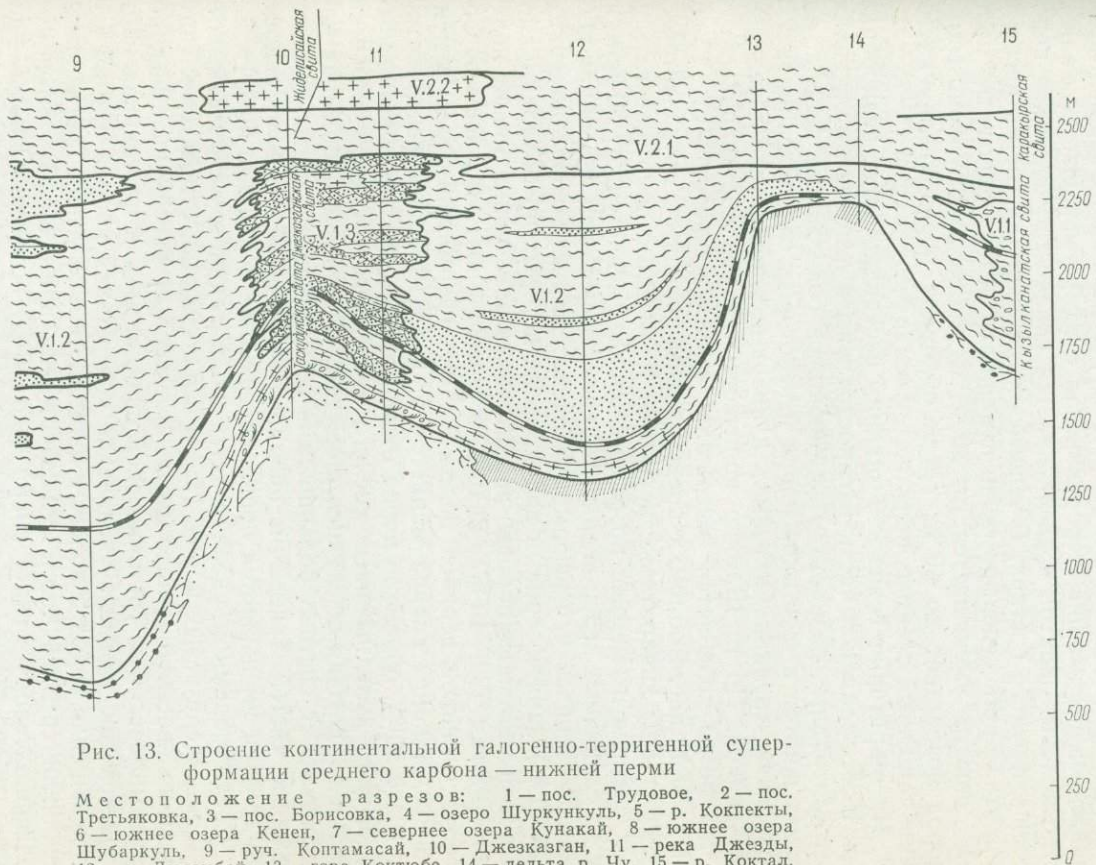
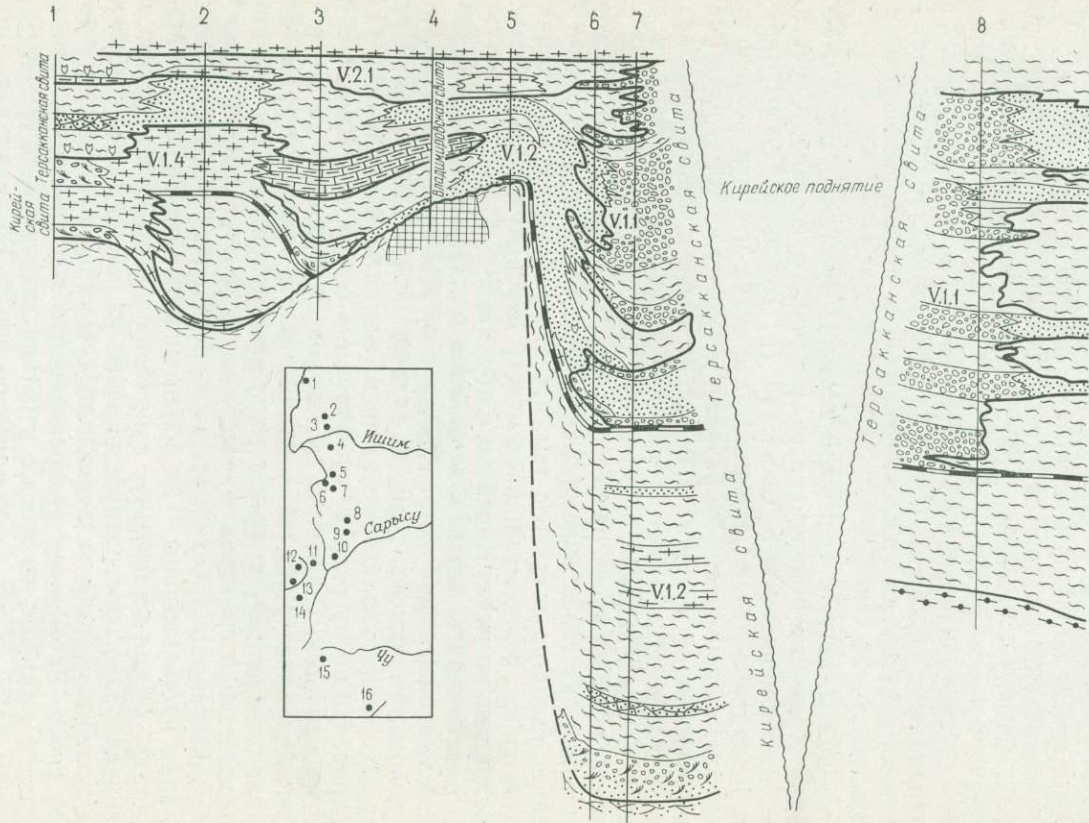


Рис. 13. Строение континентальной галогенно-терригенной суперформации среднего карбона — нижней перми

Местоположение разрезов: 1 — пос. Трудовое, 2 — пос. Третьяковка, 3 — пос. Борисовка, 4 — озеро Шуркункуль, 5 — р. Кокпекты, 6 — южнее озера Кенен, 7 — севернее озера Кунакай, 8 — южнее озера Шубаркуль, 9 — руч. Коптамасай, 10 — Джезказган, 11 — река Джезды, 12 — р. Дюсембай, 13 — гора Коктюбе, 14 — дельта р. Чу, 15 — р. Коктал. Условные обозначения см. на рис. 9

Региональное изучение песчаников суперформации показало значительную пестроту их вещественного состава. В синклиналиях по р. Ишим распространены литоидно-полевошпатовые разности. Основная часть зерен песчаников низов разреза (кирейская свита) представлена полевыми шпатами (60—75 %) и вулканогенными породами кислого состава (30—40 %). В песчаниках верхней половины суперформации (терсакканская свита) уменьшается количество полевых шпатов и увеличивается количество обломков пород разнообразного состава. В Ишимской синклинали состав песчаников этой части суперформации изменяется резко: количество полевых шпатов уменьшается до 30 %, а количество вулканогенных пород возрастает до 40 %; среди обломков пород увеличивается роль слюдяных сланцев, появляются осадочные породы.

На территории Тенизской впадины песчаники более разнообразные. В юго-западной части распространены в основном полевошпатово-литоидные разности. Изменяющиеся содержания кварца, полевых шпатов и обломков пород в некоторых случаях приводят к появлению «вулканомиктовых» и кварц-полевошпатово-литоидных песчаников. По р. Шабдар количество кварца составляет около 5 %, резко колеблется содержание полевых шпатов — от 15 до 60 %. Остальные обломки представлены породами, среди которых преобладают липаритовые порфиры. Количество обломков слюдяных сланцев и кремней по разрезу сильно меняется: от 20 % внизу до единичных зерен вверху. В районе озер Кенен и Кыпшак песчаники из низов суперформации очень сходны: больше половины (до 60 %) занято зернами пород, среди которых преобладают кислые вулканогенные породы; значительная роль принадлежит полевым шпатам (30—40 %); кварц отсутствует почти полностью. Состав песчаников верхней половины суперформации более изменчив: содержание кварца меняется от 5 до 15 %, полевых шпатов от 10 до 50 %, обломков пород от 40 до 80 %. Из пород резко преобладают вулканогенные кислого и среднего состава. Обломки кремней и слюдяных сланцев присутствуют в очень небольших количествах. В составе большинства песчаников западных и центральных частей Тенизской впадины увеличивается роль кварца (до 15 %) и уменьшается общее содержание пород (до 50 %).

Среди обломков увеличивается роль глинисто-карбонатных и глинисто-железистых пород. Почти все песчаники относятся к типу кварц-полевошпатово-литоидных. В северных частях впадины, во Владимировской и Третьяковской синклиналиях в песчаниках наблюдается еще большее увеличение содержания кварца (до 25 %) и уменьшение пород и полевых шпатов. Только у пос. Третьяковка песчаники средней части суперформации принадлежат литоидно-полевошпатовому типу: кварц — до 5 %, полевые шпаты — до 60 %. По р. Арчалы песчаники суперформации по составу очень постоянны и являются полевошпатово-литоидными: кварца менее 10 %, полевых шпатов не более 40 %; широко представлены вулканы кислого состава, меньше присутствует обломков вулканогенных пород среднего состава, сланцев, кремней и глинисто-кар-

бонатных пород. По р. Куланутпес песчаники имеют кварц-литонидный состав в нижней части и полевошпатово-литонидный в верхней части суперформации. Среди обломков — больше всего вулканитов кислого состава, глинисто-карбонатных и глинисто-железистых пород. Для песчаников верхнепалеозойской молассы Тенизской впадины установлена следующая закономерность: с юга на север в их составе возрастает содержание кварца за счет уменьшения количества обломков пород при сохранении полевых шпатов. По сравнению с синклиналиями по р. Ишиму в Тенизской впадине наблюдается резкое обеднение песчаников полевыми шпатами и обогащение кварцем. Прочие вариации состава являются частными.

Песчаники верхнепалеозойской молассы Джекказганской впадины относятся к литонидным — полимиктовым, кварц-литонидным и полевошпатово-кварц-литонидным. Состав песчаников на площади меняется мало. На севере преобладают зерна кислых вулканитов (30—45 %), полевых шпатов (от 20 до 35 %). Устойчиво содержание кварца (20—25 %). Зерна метаморфических пород составляют 10—20 %. По северо-западному борту увеличивается количество обломков слюдяных сланцев и кремней за счет уменьшения зерен полевых шпатов и вулканогенных пород. Так, песчаники бассейна рек Бала- и Улькан-Жезды содержат слюдяных сланцев 10—15 %, кремней — 2—15 %, кислых вулканитов — 15—30 %. Количество зерен полевых шпатов в песчаниках низов суперформации (таскудукская свита) колеблется от 15 до 60 %, а в песчаниках верхней ее части (джекказганская свита) оно составляет примерно 10 %. Во всех песчаниках присутствуют зерна глинисто-железистых пород (до 10 %). В бассейне р. Дюсембай состав песчаников очень постоянен. Большая часть зерен представлена кварцем (до 30 %), вулканогенными породами кислого состава (25—40 %) и полевыми шпатами (15 %). Примерно в равных количествах распространены кремни, слюдяные сланцы, андезитовые порфириты и глинисто-железистые породы. На р. Белеуты увеличивается роль обломков слюдяных сланцев (до 25 %) и кремней (до 10 %).

Выдержан состав песчаников верхнепалеозойской молассы на юго-западе Чуйской впадины, где присутствуют только литонидно-известняковые и кварц-литонидные разности. Кроме обломков известняков (до 90 %), присутствует кварц (5—30 %) глинисто-железистые и хлоритовые сланцы (до 15 %) и единичные зерна кремней.

Значительная устойчивость состава песчаников в разрезе и существенная изменчивость на площади позволили Т. Н. Голубовской (1972 г.) наметить несколько петрографических провинций.

Индивидуальной является северо-западная часть территории, объединяющая синклинали по р. Ишиму и крайний запад Тенизской впадины. В песчаниках этой зоны наблюдается резкое преобладание полевых шпатов и вулканогенных пород, причем содержание полевых шпатов достигает нередко 70 %. Четко обособленную область представляет южная окраина Тенизской впадины, где

песчаники преимущественно состоят из обломков вулканогенных пород и полевых шпатов при равенстве их соотношения или преобладании обломков вулканогенных пород. Относительное содержание кварца здесь низкое. Песчаники Тенизской впадины и синклиналей к северу от нее характеризуются, напротив, повышенным содержанием зерен кварца за счет уменьшения других компонентов.

Провинции юга и внутренней части Тенизской впадины, связанные непрерывными переходами, имеют много общих черт в составе песчаников. При этом существенно различное содержание кварца обусловлено расположением этих провинций относительно областей сноса: находившаяся рядом с ними южная часть Тенизской впадины имеет малокварцевые песчаники, в более удаленной провинции внутренней части впадины роль кварца возрастает за счет обогащения в процессе переноса. Провинция крайнего северо-запада района в настоящее время занимает изолированное положение и отделена от провинций Тенизской впадины выступом Джаркаинагачского поднятия. Резкие отличия в составе песчаников по обе стороны от этого выступа полностью исключают его влияние в период формирования верхней молассы. Это подтверждается также почти полным отсутствием в составе песчаников обломков пород, выходящих в его пределах на дневную поверхность. Все это позволило сделать вывод о том, что в позднем палеозое Джаркаинагачского выступа не существовало, все рассмотренные провинции были взаимосвязаны и входили в единую область седиментации. Различия состава песчаников провинций объясняются действием транспортной дифференциации, в процессе которой при перемещении в восточном направлении полевошпатовый материал разрушался и происходило обогащение осадков кварцем и обломками вулканогенных пород.

Своеобразная петрографическая провинция занимает северную часть Джезказганской впадины, в песчаниках которой доминируют обломки вулканогенных пород и кварца, составляющие в сумме 50—60 %. Характерно также большое распространение зерен метаморфических, кремнистых и глинисто-железистых пород, достигающих 30—40 %. Полевые шпаты имеют подчиненное значение (не более 25 %). Для этой провинции свойственна чрезвычайная устойчивость состава песчаников на площади. Общая однородность состава связана с тем, что область этой провинции располагалась на значительном удалении от участков сноса и в ходе осадконакопления в ее пределах превалировали процессы интеграции. Состав песчаников, площадное размещение их гранулометрических разностей и направление движения по замерам падений в косой слоистости указывают на то, что основное поступление материала в эту провинцию происходило с востока. Скорее всего, эта провинция составляла единое целое с областью северо-восточной окраины Чуйской впадины, где песчаники имеют состав, близкий к джезказганским. Специфическую провинцию представляет юго-западная часть Чуйской впадины, в пределах которой исключительным

распространением пользуются литоидные известняковые песчаники, получавшие свой материал из центральных и западных областей Малого Каратау.

VI. Континентальная галогенно-карбонатно-терригенная суперформация нижней-верхней перми

Многие исследователи объединяют суперформацию с предыдущей [23, 25]. Другие придают ей самостоятельное значение [31]. С нашей точки зрения справедливо второе решение, поскольку накопления суперформации обладают индивидуальностью. Распространена суперформация сплошным покровом в центральных частях Тенизской, Джезказганской и Чуйской впадин. Первоначально она занимала значительно большую площадь, о чем свидетельствуют сохранившиеся ее нижние части по р. Ишиму, к западу от Большого Каратау и в Тургае. Суперформация включает кайрактинскую, ацилинскую, кийминскую, кингирскую, соркольскую и тузкольскую свиты и стратиграфически охватывает основную часть пермской системы. Она тесно связана взаимопереходами по латерали и вертикали с нижележащей. В ее составе выделяются две формации (рис. 14).

VI.1. Формация континентальных бассейнов аридной зоны располагается в нижней части и включает две субформации: пресноводной лагуны (IV.1.1) и озерную (VI.1.2). Субформация пресноводной лагуны распространена главным образом в Джезказганской (кингирская свита) и менее в Чуйской (соркольская свита) впадинах. Представлена она карбонатно-мергельной и сероцветной карбонатно-терригенной парагенерациями. Озерная субформация известна только в Тенизской впадине (ацилинская и кайрактинская свиты). Представляют ее три разновидности сероцветной карбонатно-терригенной парагенерации. Для субформаций характерна тонкая расслоенность и выдержанность строения на значительной площади. Общая мощность формации превышает 3,5 км.

VI.2: Формация плейасовой равнины и лагун аридной зоны распределена в верхней части суперформации и представлена тремя субформациями: аллювиально-озерной равнины (VI.2.1), плейасовой равнины (VI.2.2) и солеродной лагуны (VI.2.3). Первая имеет ограниченное распространение и сложена мелко-среднеобломочной красноцветной парагенерацией. Вторая составляет основу формации. Она представлена красноцветной, местами пестроцветной карбонатно-терригенной парагенерацией. Для нее характерно широкое распространение карбонатных пород озерного происхождения. Третья субформация известна только в Чуйской впадине (тузкольская свита), где представлена соленосной парагенерацией, расслоенной большим количеством красноцветных тонкозернистых пород. Общая мощность формации, кровля которой повсеместно размывта, превышает 2,5 км.

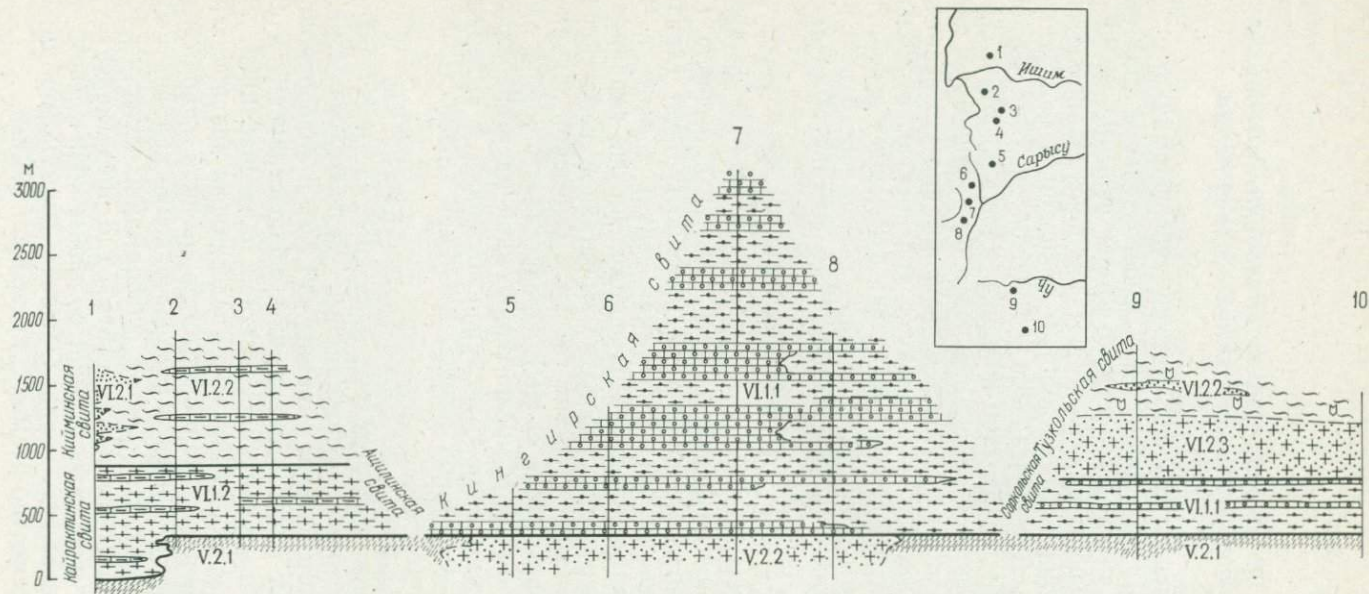


Рис. 14. Строение континентальной галогенно-карбонатно-терригенной суперформации нижней—верхней перми
 Местоположение разрезов: 1—р. Жаман-Кайракты, 2—пос. Мендеш, 3—озеро Майлыколь, 4—севернее озера Кыштак, 5—р. Жиланды, 6—р. Джезды, 7—руч. Кырксай, 8—междуречье Сарысу и Дюсембая, 9—р. Талас, 10—озеро Тукзоль
 Условные обозначения см. на рис. 9

Континентальная галогенно-карбонатно-терригенная суперформация знаменует собой полный трансгрессивно-регрессивный цикл седиментации. На первом его этапе образовалась формация континентальных бассейнов, на втором — формация плейасовой равнины. Однако эта простая схема нарушается многими латеральными замещениями, обусловленными частными вариациями седиментационных обстановок. В областях по периферии бассейнов (юго-восток Тенизской, восток Джекказганской впадин) формация плейасовой равнины и лагун, как правило, непосредственно смыкается с континентальной галогенно-терригенной суперформацией. Таким образом, формация континентальных бассейнов находится в своеобразном ореоле формации плейасовой равнины. Преимущественно мелкообломочный характер терригенных пород суперформации определяет почти повсеместное преобладание в обломках кварца, полевых шпатов и кремнистых пород. Прочие обломки играют подчиненную роль.

Средний и верхний палеозой западной части Центрального Казахстана позволяет выделить шесть типов осадочных формаций, представляющих закономерные литолого-фациальные ассоциации. Широко распространен тип формации пролювиально-аллювиально-озерной равнины аридной зоны, возникавший на четырех уровнях: силур — нижний девон (I.1), средний — верхний девон (III.1), верхний девон (IV.1), средний карбон — пермь (V.1). Трижды повторяется в разрезе тип формации плейасовой равнины и лагун аридной зоны: верхний девон — нижний карбон (IV.2), верхний карбон — нижняя пермь (V.2), верхняя пермь (VI.2). Четыре типа выражены индивидуально: прибрежной равнины и лагун гумидной зоны (IV.4), континентальных бассейнов аридной зоны (VI.1), мелководного морского бассейна тропической зоны (IV.3) и глубоководного морского бассейна тропической зоны (I.2).

Вулканогенные формации предлагают три типа: контрастная наземная (II.1), щелочная наземная (III.2) и основная подводная (II.2). Самостоятельное значение имеет вулканогенно-осадочный тип формации (II.3), сочетающий континентальные отложения с наземными и подводными вулканитами кислого и основного состава. Каждый из названных типов формаций обусловлен ведущей генетической группой отложений и характеризуется определенным чередованием субформаций. Ассоциации и латеральные сочетания типов формаций разнообразны. Наибольшую индифферентность проявляет молассовая формация. Формации плейасовых и прибрежных равнин и лагун обычно являются связующими между формациями континентальной и бассейновой природы.

ГЛАВА 7 КАРТИРОВАНИЕ ФОРМАЦИЙ

В системе формационных исследований картирование формаций является одной из наиболее важных и наименее разработанных проблем. Существующий опыт составления карт формаций отдельных регионов в нашей стране основывается пока на принципах мелкомасштабного геологического картирования с той лишь разницей, что выделяемым подразделениям придается наименование формаций с обозначением их вещественного состава. Между тем, в решении этой проблемы можно идти различными путями в зависимости от поставленных задач. Изучение первоначального распространения формаций базируется на фациально-палеогеографических реконструкциях. Анализ же современного строения формаций требует взаимосвязи возрастного, структурного, фациально-го и литологического насыщений.

Фациально-палеогеографические критерии

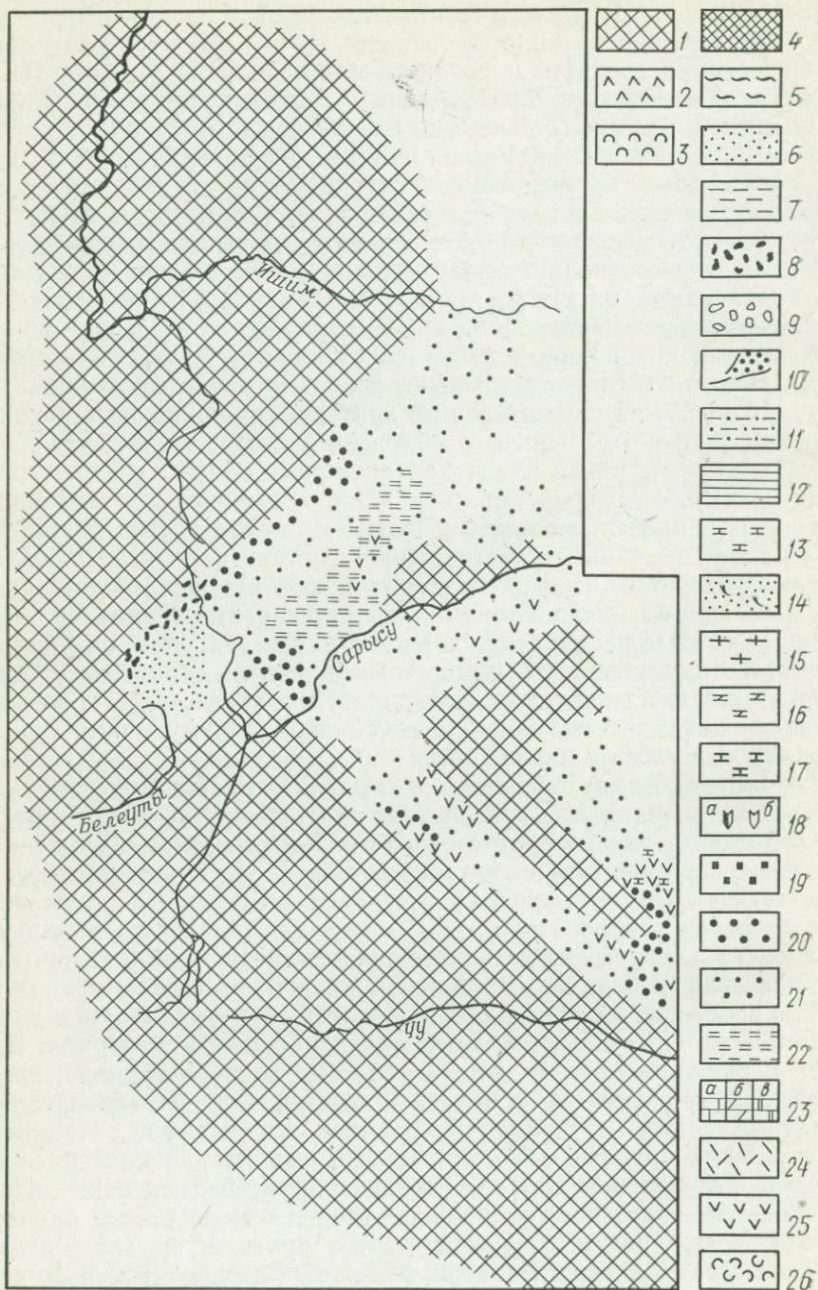
Первичное пространственное размещение, соотношение и размеры формационных тел устанавливаются на основе фациально-палеогеографических исследований. Динамика палеогеографических ситуаций определяет смену формаций на площади и в разрезе. Серия фациально-палеогеографических карт для следующих друг за другом эпох, таким образом, позволяет не только проследить развитие седиментации, но и откартировать сами формации, поскольку рубежи между ними обозначаются существенной перестройкой ландшафтных ситуаций. Общие принципы составления фациально-палеогеографических карт разработаны хорошо. Они основываются на актуалистическом подходе. Насыщение определяется масштабом карт, характером объекта и детальностью исследований.

Рассмотрению палеогеографии отдельных интервалов среднего и позднего палеозоя запада Центрального Казахстана посвящены работы Н. Г. Кассина (1939—1959 гг.), В. М. Попова (1950—1955 гг.), М. С. Быковой [8], Н. В. Литвинович (1962—1974 гг.), Г. Ф. Крашенинникова (1960—1965 гг.), П. Т. Тажибаевой [39], А. С. Кумпана [22], Т. Н. Голубовской (1972—1979 гг.), М. В. Мартыновой (1960—1973 гг.), С. Б. Бакирова и Д. Н. Беляшова (1966 г.), Ю. А. Зайцева и Ю. Ф. Кабанова (1966 г.), Н. Л. Габая (1970 г.), О. А. Мазаровича (1973—1976 гг.), автора (1966—1979 гг.) и др. Большинство предыдущих построений носило общий характер и для крупных интервалов. Детальные реконструкции касались ограниченных площадей [11].

В плане картирования формаций мы предлагаем последовательный ряд палеогеографических реконструкций, каждое звено которого фиксирует основные рубежи между соседствующими фор-

мациями. Кроме разграничения областей седиментации и размыва, на картах реконструированы фациальные зоны, определяющие насыщенные формации и ландшафтные ситуации в областях размыва. На протяжении среднего и позднего палеозоя районы отсутствия осадконакопления имели разнородный рельеф. При определении его характера за основу приняты особенности отложений в прилегающих областях седиментации. Осадки континентального, а нередко и морского происхождения сохраняют в своем облике всю специфику влияния областей, поставивших для них материал. В районах отсутствия седиментации удается выделить гористую, холмистую и выровненную сушу типа пенеплена. Горный рельеф восстанавливается на тех участках, к которым примыкают области распространения крупнообломочных парагенераций предгорных шлейфов или литоральной зоны. Идентичность галечного состава конгломератов составу материнских пород, частично сохранившихся от размыва — дополнительный критерий правильности реконструкций. Холмистый рельеф в областях размыва характерен для тех участков, к которым прилегают обширные области распространения среднеобломочных парагенераций, включающих отложения равнинных рек, озер, литорали и дельт. При этом состав обломочной фракции песчаников соответствует составу коренных пород в областях размыва. Пенепленизированная суша непосредственно окружена зонами мелкообломочных парагенераций, фациально состоящих из отложений озер, равнинных рек, лагун и литорали. Однако не исключено, что эта суша не являлась основным источником глинисто-алевритового материала, а служила своеобразным барьером (может быть, зоной неустойчивой аккумуляции) между областями сноса и накопления.

Территория, занятая средне- и позднепалеозойским осадконакоплением, значительно превышала площади современного распространения отложений этого возраста. Ландшафтная обстановка в районах седиментации была разнообразной. Принадлежность подавляющей части отложений к речным и озерным фациям позволяет реконструировать ее как озерно-аллювиальную равнину, в пределах которой происходило накопление глинисто-алевритовых и песчаных осадков. Временами на ней возникали крупные, длительно существовавшие озера, в которых накапливались глинисто-алевритовые илы, песчаный или карбонатный материал. На участки равнины, прилегавшие к областям горного рельефа, проникали многочисленные небольшие потоки, транспортировавшие песчано-галечный материал пролювиальных шлейфов. Местами существовали крупные водотоки, которые приносили большое количество песчаного материала, концентрировавшегося в их дельтах. Гипсометрическое положение озерно-аллювиальных равнин девонского периода на большей части территории остается неизвестным. Для Большого Каратау и востока Сарысу-Тенизского водораздела оно было невысоким. Низкое положение имела обширная аллювиально-озерная равнина позднего палеозоя, что позволяло временами проникать в ее пределы трансгрессии. Устойчивое



морское осадконакопление в пределах значительных областей существовало в течение двух разобщенных периодов: позднего ордовика—силура и фаменского—намюрского веков. Только на крайнем юго-западе (Большой Каратау) морская седиментация продолжалась до среднего карбона.

Палеогеографические и фациальные обстановки разных эпох показаны на рисунках 15—20. Ниже рассмотрены только наиболее важные черты. Палеогеографические обстановки начальных этапов среднего палеозоя могут быть восстановлены только в общем виде.

В конце ордовика—силура и в самом начале девона большую часть региона занимала горная страна (рис. 15). Лишь на крайнем востоке располагался морской бассейн, временами отгораживавшийся системой гористых островов от обширной акватории Северного Прибалхашья. В краевой части этого бассейна формировались сероцветные грубообломочные отложения прибрежно-морской субформации (I.2.1), замещавшиеся к его центральной части тонкообломочными и глинистыми осадками субформации глубоководного морского бассейна (I.2.2). На отдельных участках бассейна происходили незначительные вулканические извержения лав основного состава. В Западном Прибалхашье и Атасуйском районе на этом этапе формируется подводная вулканогенная формация (II.2). К побережью моря кое-где примыкали участки, аккумуляровавшие пестроцветные галечно-песчано-алевритовые осадки формации пролювиально-аллювиально-озерной равнины (I.1). Палеогеографическая обстановка этого времени в целом фиксируется накоплением континентально-морской терригенной суперформации. Однако местами появляются элементы следующей — континентальной терригенно-вулканогенной суперформации, символизирующие преемственность развития.

Значительные изменения палеогеографической обстановки произошли в первой половине раннего девона, когда в восточной части территории образовалась система гор девонского вулканиче-

Рис. 15. Фациальная и палеогеографическая обстановки формирования континентально-морской терригенной суперформации в силурийский период (срез дlia уровней 1, 2 на рисунках 5 и 22)

Районы отсутствия осадконакопления: 1 — гористая суша, 2 — холмистая суша, 3 — пенеппен, 4 — суша неустановленной высоты и морфологии поверхности. Равнина с аллювиально-озерной аккумуляцией (области накопления): 5 — глинисто-алевритового материала в сезонных озерах, 6 — песчаного материала в сезонных водотоках и озерах, 7 — песчано-глинисто-алевритового материала в постоянных и сезонных озерах, 8 — галечного и щебнисто-глыбового материала предгорий, 9 — галечников в устьях мощных водотоков, 10 — песчаного материала в дельтах. Континентальные бассейны (области накопления): 11 — песков в озерах, 12 — алевритов и глинистых илов в озерах, 13 — известковых илов в озерах, 14 — алевритов и песков в лагунах, 15 — алевритов и глинистых илов в лагунах, 16 — известково-глинистых илов в лагунах, 17 — известковых илов в лагунах, 18 — сульфата кальция в озерах (а) и лагунах (б), 19 — хлорида натрия в лагунах. Морские бассейны (области накопления): 20 — гравийно-галечного материала, 21 — песков и алевритов, 22 — алевритов и глинистых илов, 23 — карбонатных илов, из которых возникли: известняки (а), доломиты (б), мергели (в). Области накопления продуктов вулканизма: 24 — кислых, 25 — основных и средних, 26 — пеплового материала

ского пояса, которая почти сплошным полукольцом припаялась к существовавшей ранее на западе территории обширной горной страны (рис. 16) и в пределах которой в основном формировалась контрастная формация (II.1). На отдельных участках (центр Сарысу-Тенизского водораздела) какое-то время существовали пониженные области, частично занятые акваториями озерного типа. Не исключено, что они временами имели связь с морским бассейном Северного Прибалхашья. В пределах этих областей сформировались подводная вулканогенная формация (II.2) и главным образом вулканогенно-осадочная формация (II.3), вещественный состав пород которой свидетельствует о сильно возросшей роли вулканического пояса как источника сноса.

Для этого периода важны следующие обстоятельства. Во-первых, в восточной части территории резко изменился характер седиментации: на смену морскому осадочному седиментогенезу пришел континентальный вулканогенный. При этом смена произошла почти одновременно на значительной площади. Во-вторых, смена седиментации не сопровождалась процессом тектонического воздымания этой части территории: возникший в ее пределах горный рельеф всецело обязан процессам вулканизма. И, в-третьих, в этот период области накопления (вулканогенного и осадочного) расширили свои границы, несколько распространившись в пределы районов, ранее служивших источниками сноса.

Резкие и существенные изменения в палеогеографической обстановке произошли в среднем девоне — в самом начале живетского века (рис. 17). В то время как на востоке региона продолжала существовать горная вулканическая страна, в пределах которой происходило наращивание наземной вулканогенной формации (II.1), западная его часть испытала резкую дифференциацию: здесь возникли обширные области интенсивной седиментации в условиях крупных и глубоких озер и аллювиально-озерных равнин, обрамлявшихся высокими горными хребтами. В этот период образуется формация пролювиально-аллювиально-озерной равнины (III.1). Отдельные озерные бассейны, вероятно, имели в ряде случаев троговый характер, на что указывают особенности выполнивших их осадков озерной субформации (III.1.4): четкая, сходная с флишевой, градиационная слоистость; почти полное отсутствие тонкой слоистости; хорошая сортировка обломочного материала при его слабой обработке, присутствие остатков панцирных рыб, существование которых было возможно только в спокойной глубоководной среде. Начало этого этапа ознаменовалось интенсивным вулканизмом андезито-базальтового состава, особо проявившемся в зонах крупных расколов. Эти вулканиты завершают образование основной подводной формации (II.2), которая в области вулканического пояса влилась в терригенно-вулканогенную суперформацию. За его пределами эта вспышка вулканизма привела к образованию наземной андезито-базальтовой субформации (III.1.5), кое-где начинающей в бортовых зонах прогибов разрезы вулканогенно-терригенной суперформации.

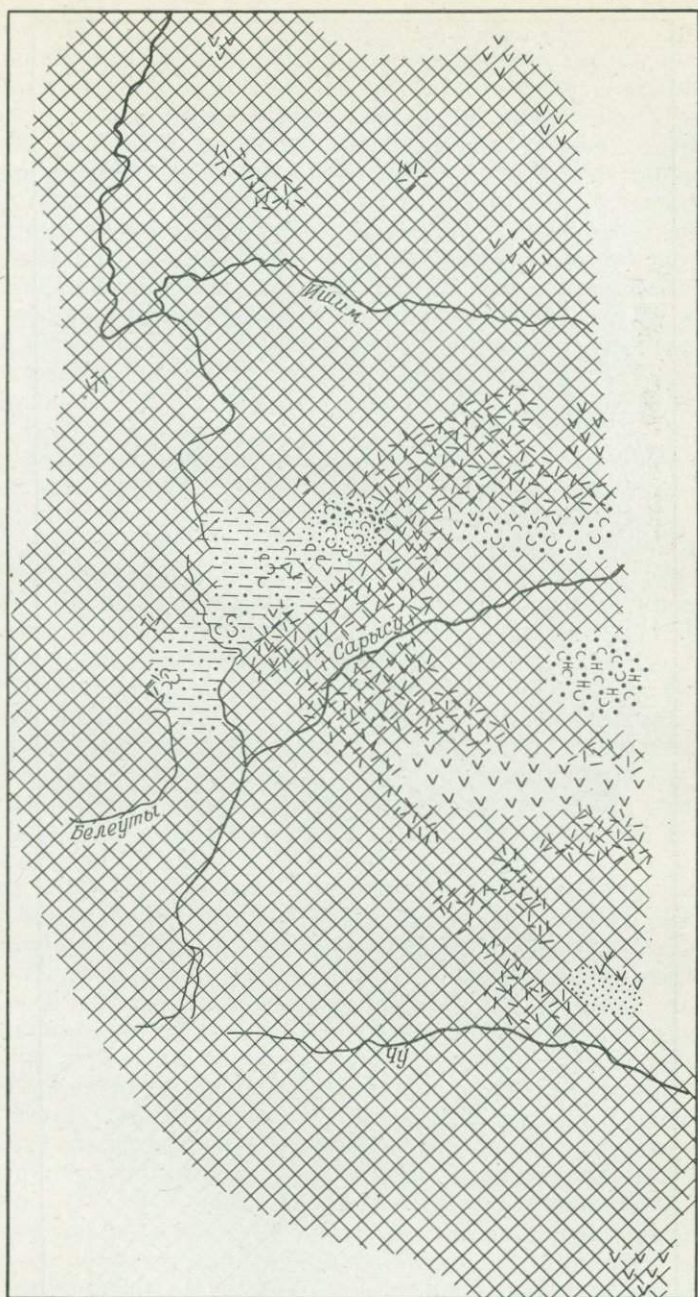


Рис. 16. Фациальная и палеогеографическая обстановки формирования континентально-морской терригенной и континентальной терригенно-вулканогенной суперформаций в раннедевонскую эпоху (срез для уровня 3 на рисунках 5 и 22)
 Условные обозначения см. на рис. 15

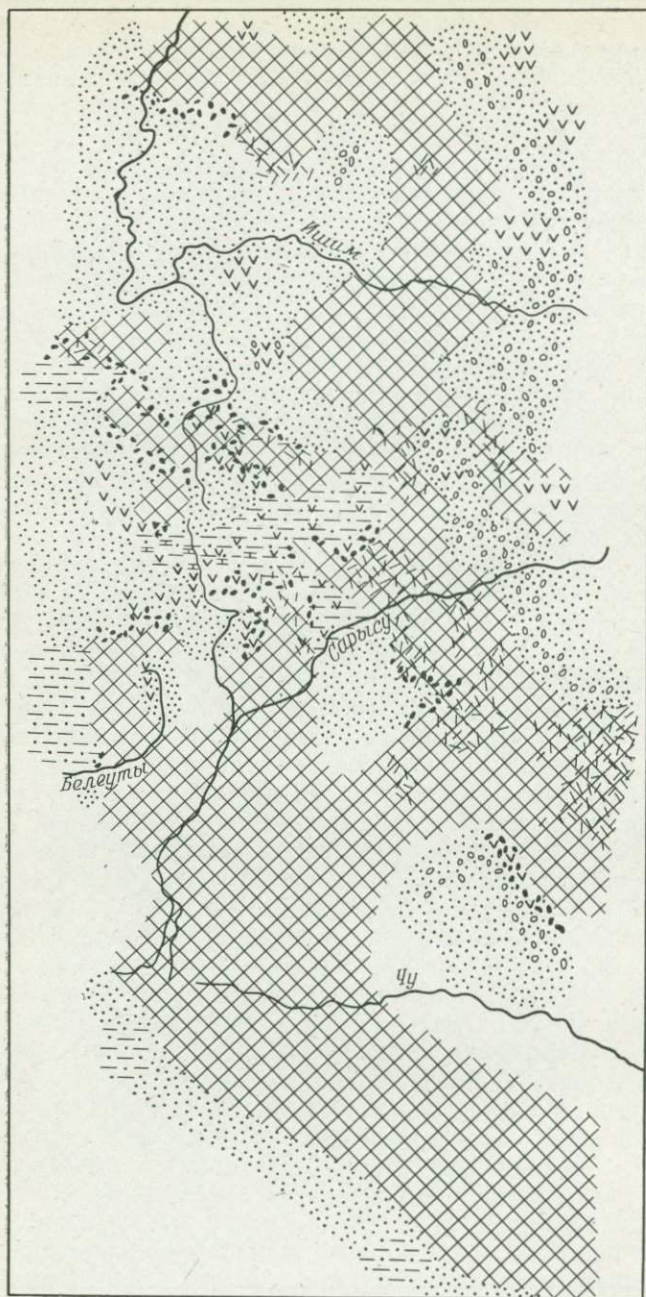


Рис. 17. Фациальная и палеогеографическая обстановки формирования континентальной терригенно-вулканогенной и континентальной вулканогенно-терригенной суперформаций в раннежетысское время (срез для уровня 4 на рисунках 5 и 22)

Условные обозначения см. на рис. 15

Существенное изменение палеогеографической картины произошло в конце среднего—начале позднего девона, которое сопровождалось расширением и ростом горных сооружений и полным исчезновением постоянных озерных бассейнов, вытесненных на всей территории ландшафтом аллювиально-озерной равнины. Процесс вытеснения равнинных областей горными достиг кульминации во франском веке, когда большая часть территории превратилась в горную интенсивно денудированную страну. В это время продолжают накапливаться отложения формации пролювиально-аллювиально-озерной равнины. Не прекращавшаяся в восточной части региона вулканическая деятельность проявилась также на западе: возникла цепь очагов от р. Белеуты до г. Кокчетау, поставлявших ультращелочные лавы среднего (реже кислого) состава. В результате вулканизма образовалась щелочная наземная формация (III.2).

Интенсивная нивелировка горных сооружений и понижение гипсометрического уровня региона привели в начале фаменского века к трансгрессии морского бассейна в центральную зону региона (рис. 18). С этого времени идет накопление осадков континентально-морской галогенно-терригенно-карбонатной суперформации (IV), начинающейся во многих местах с формации пролювиально-аллювиально-озерной равнины (IV.1). Согласно М. В. Мартыновой [27], рассмотревшей развитие этой трансгрессии в деталях, она наступала с востока, из областей Северного Прибалхашья. Из районов Тянь-Шаня трансгрессия распространилась также в область Большого Каратау, Чуйской и Джезказганской впадин. Значительные площади региона в этот период были заняты ландшафтом прибрежных равнин, давших начало самостоятельной формации типа плейасовой равнины и лагун аридной зоны (IV.2).

Анализ трансгрессивных тенденций раннекаменноугольного этапа проведен М. С. Быковой [8] и Н. В. Литвинович (1962 г.). Не повторяя его, отметим, что трансгрессия проходила очень длительно (начало фамена—конец турне) и достигла максимума на рубеже турнейского и визейского веков.

Принципиальное различие палеогеографической ситуации наметилось во второй половине намюрского века. В этот период в ряде мест появляются горные сооружения (восток региона, Малый Каратау, север Сарысу-Тенизского водораздела), оказавшие большое влияние на характер отложений. Эти события привели к образованию прибрежно-морских карбонатно-терригенной (IV.3.3) и терригенной (IV.3.4) субформаций, которые постепенно вытеснили морскую карбонатную (IV.3.1). Наметились регрессивные тенденции и от области, занятой ранее морем, отчленились обширные участки, вошедшие в состав прибрежной равнины, временами покрывавшейся лагунами и крупными озерами. В обширной полосе от верховьев р. Ишима до Западного Прибалхашья накапливаются осадки формации прибрежной равнины и лагун гумидной зоны (IV.4), в пределах которой во многих местах обособились

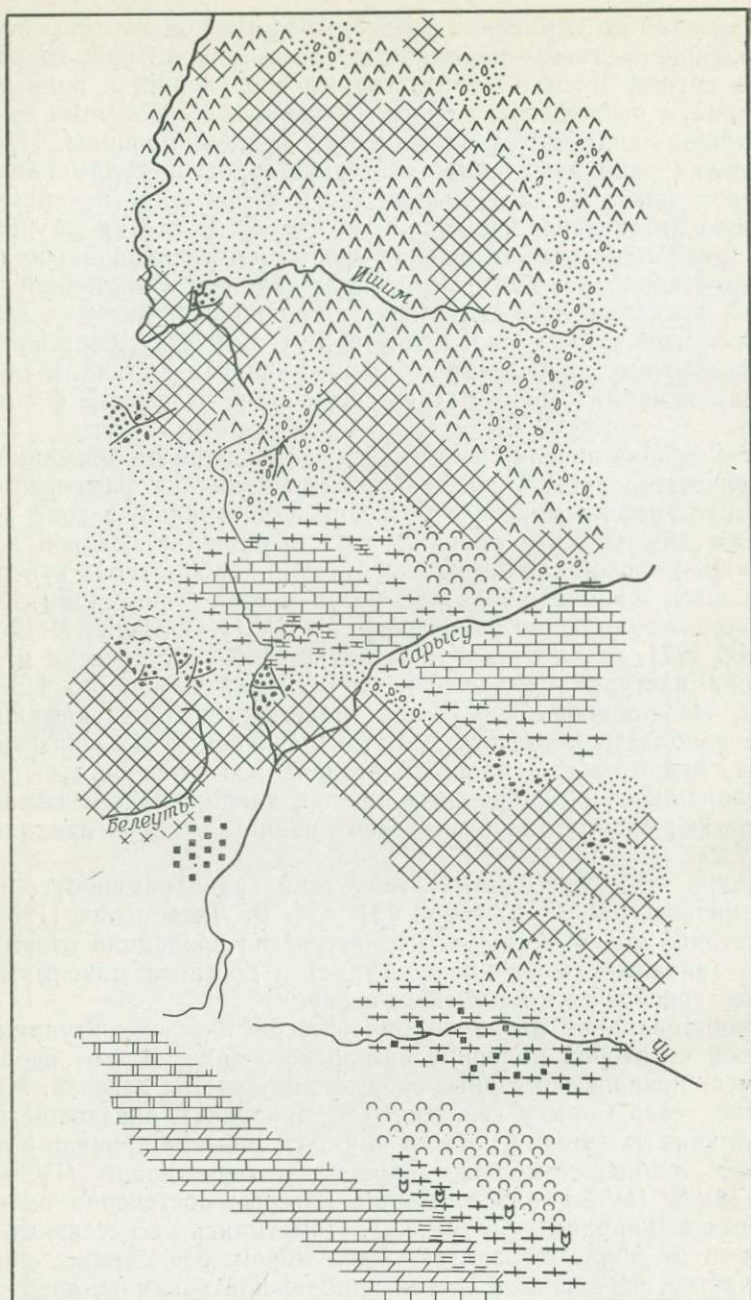


Рис. 18. Фациальная и палеогеографическая обстановки формирования континентально-морской галогенно-терригенно-карбонатной суперформации в ранне-фаменское время (срез для уровня 8 на рисунках 5 и 22)

Условные обозначения см. на рис. 15

устойчивые области озерно-болотной седиментации. Одна из таких областей располагалась в южной половине Тенизской впадины: в визейском и начале намюрского веках здесь происходила частая смена мелководно-морских и прибрежно-континентальных (типа маршей) обстановок, в результате чего возникла толща чередующихся углистых алевролитов, аргиллитов с линзами углей, песчаников и органогенно-обломочных известняков. Угленосность охватывает интервал разреза от среднего визе (яговкинский горизонт) до верхов намюра (кирейская свита). Наибольшей выразительности она достигает в нижнем намюре (нижнебелеутинские слои), к которым приурочено месторождение Кыпшак.

С рассмотренным периодом связано слабое проявление вулканической деятельности, приведшее к образованию кремнисто-карбонатной субформации иловых впадин в Атасуйском районе (IV.3.2). Интенсивная гидротермальная деятельность служила источником вещества для железо-марганцевых, марганцевых и полиметаллических месторождений Караджал, Джайрем, Джезды, Жаксыкотр и др.

К концу намюрского века море покинуло описываемый регион окончательно. Исключение представляет крайний юго-запад территории, в пределах которого морской бассейн существовал вплоть до позднего карбона. Именно в области Большого Каратау карбонатная субформация имеет наибольший стратиграфический объем — нижний фамен—средний карбон. С общей регрессией произошла существенная дифференциация площади, на которой почти одновременно возникли разнообразные ландшафтные формы. Большая часть региона превратилась в обширную аллювиально-озерную равнину в пределах которой происходила аккумуляция глинисто-терригенных осадков, образовавших нижние горизонты континентальной галогенно-терригенной суперформации (V). Часть территории оказалась относительно приподнятой и превратилась в область интенсивного размыва. По обрамлению Чуйской впадины на месте Атасу-Моинтинского, Чу-Балхашского водоразделов и хребта Малый Каратау разрослись горные сооружения. Другие участки были подняты невысоко и почти не размывались. По морфологии рельефа они представляли собой ровные и плоские площади типа пенеплена. Возможно, временами в их пределах происходила слабая неустойчивая аккумуляция. Один из таких участков занимал большую северную часть Тенизской впадины, где осадки этого времени отсутствуют и отложения средней части молассы (горизонт кремней) располагаются со скрытым несогласием на комплексе морского карбона. При этом в породах более низких горизонтов суперформации смежных районов не наблюдается какого-либо влияния обломочного материала с этой территории. Снос обломочного материала из областей питания в этот период осуществлялся главным образом мелкими потоками и только в ряде мест (район Джезказгана, горы Кызылканат и т. д.) намечались участки конечных выносов крупных водных артерий, в пределах которых возникла субформация сухой дельты (V.1.3).

Западная и юго-западная окраины Чуйской впадины имели периодическую связь с морем: здесь часто на короткое время возникали лагуны и крупные озера, в которых накапливались карбонатные илы.

Своеобразные палеогеографические условия возникли в следующий, очень кратковременный период, за который образовался известный горизонт кремней. Специфика палеогеографии периода заключалась в том, что, с одной стороны, произошло быстрое повышение гипсометрии большинства ранее существовавших областей сноса и появление новых горных хребтов (по югу Тенизской впадины и, видимо, в центральных частях Тургая), а с другой — в южные области региона кратковременно проникло море. С горных участков на равнину устремились крупные потоки, приносившие грубый песчаный и галечный материал. С этим периодом связано начало вулканической деятельности, продукты которой (главным образом, пепловые туфы) широко распространены среди осадочных отложений верхней молассы на широкой площади. Сам горизонт кремней является результатом интенсивных вулканических и гидротермальных проявлений. Вулканические аппараты располагались в областях сноса, но установить точно их местоположение пока не удалось. Судя по тому, что грубые туфы распространены на большой территории, вулканов было много. В этот период в северо-западной части района (Ашанинская синклиналь) возникает дельта крупной водной артерии, приносившей обломочный материал с юго-запада.

В следующий продолжительный период среднего карбона возникшие до этого горные системы разрослись. По их периферии распространились широкие зоны (до 50 км) предгорных шлейфов, создавшие пролювиальную субформацию (V.1.1). Произошло расширение площади осадконакопления на севере района: в нее полностью втянулась территория Тенизской впадины (рис. 19). На севере Тенизской впадины и за ее пределами появилось обширное озеро, в которое с запада впадали крупные реки. В пределах этой акватории сформировался комплекс отложений озерной субформации (V.1.4). Напротив, бывшее в юго-западной части территории море быстро регрессировало. Мелкие неустойчивые лагуны сохранялись только в центральных и юго-западных районах Чуйской впадины. В этот период в непосредственной близости от юго-западных окраин Тенизской впадины особенно активно проявился эксплозивный вулканизм.

Палеогеографическая обстановка позднекаменноугольной эпохи характеризовалась постепенным выравниванием условий в области седиментации. На севере района исчез единый озерный бассейн и его место заняла аккумулятивная равнина. Резко сократились размеры и интенсивность водотоков, приносивших материал с запада. Большинство горных сооружений быстро нивелируется. Вулканическая деятельность постепенно затухает, проявляясь слабо только к юго-западу от Тенизской впадины. В этот период на большей части территории накапливаются отложения аллювиаль-

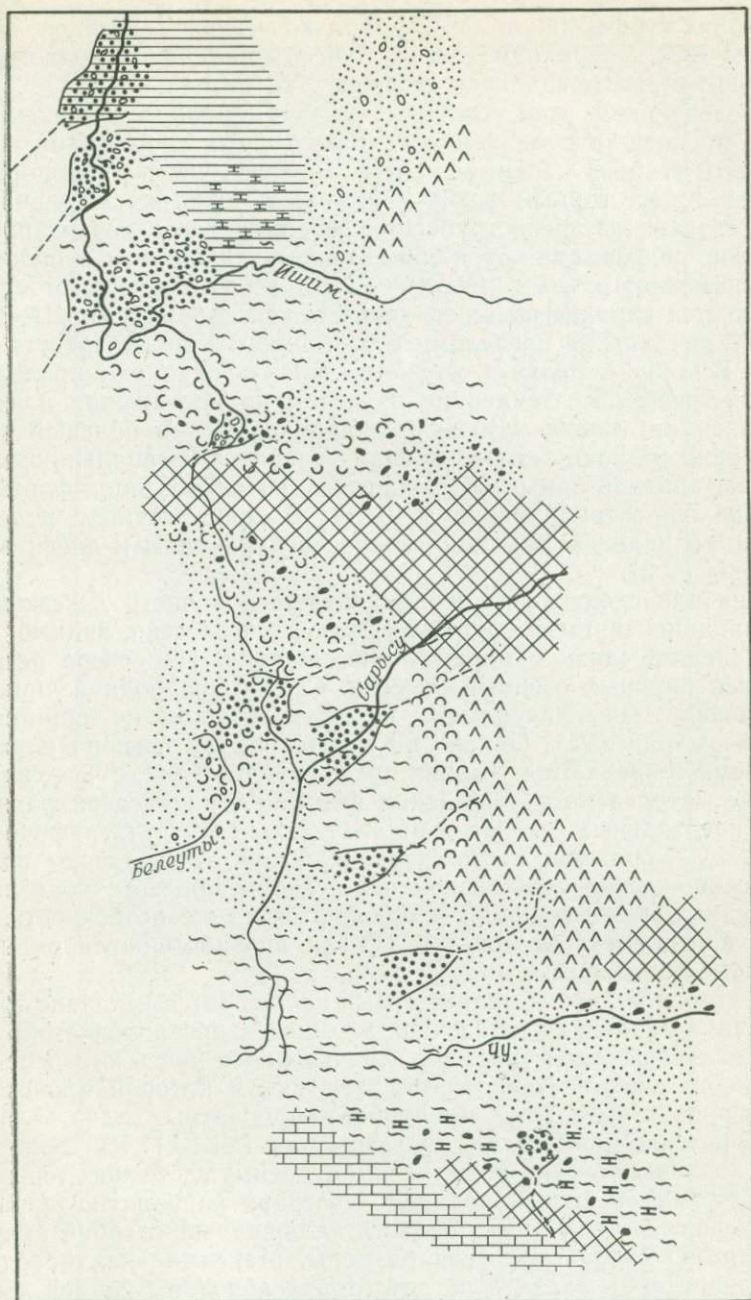


Рис. 19. Фациальная и палеогеографическая обстановки формирования континентальной галогенно-терригенной суперформации в среднекаменноугольную эпоху (срез для уровня 19 на рисунках 6 и 22)

Условные обозначения см. на рис. 15. Составлена совместно с Т. Н. Голубовской

но-озерной субформации (V.1.2). Только на юге Тенизской, в Шубаркульской и окраинных зонах Чуйской впадин продолжает накапливаться пролювиальная субформация (V.1.1).

В следующий этап, соответствующий началу раннепермской эпохи, произошла полная нивелировка горных сооружений в южной части региона. Лишь на севере Сарысу-Тенизского водораздела сохранился горный хребет, несколько даже расширившийся, с чем связано резкое поглубение конгломератов в верхах пролювиальной субформации этой зоны и преобладание в них обломков нижнекаменноугольных известняков. С этого времени отчетливо проявляется влияние вновь возникшей суши к западу от Джекказганской впадины за пределами современного Карсакпайского поднятия. В конце периода в осадконакоплении начинают проявляться трансгрессивные тенденции. В целом на протяжении длительного времени (конец намюра—начало перми) на большей части территории региона господствовали условия аллювиально-озерной равнины аридной зоны, обусловившие возникновение формации аллювиально-озерной равнины (V.1). В конце периода в основном накапливалась формация плейасовой равнины и лагун аридной зоны (V.2).

В начале следующего этапа центральную часть Джекказганской впадины занимал крупный солеродный бассейн, видимо, поддерживавший связь с морем на юго-западе. На севере региона появился крупный озерный бассейн. С этого периода начинается образование континентальной галогенно-карбонатно-терригенной суперформации (VI). Однако во многих частях региона длительное время сохраняются условия предыдущего этапа, с чем связано явление латерального замещения формаций плейасовой равнины и континентальных бассейнов на значительном стратиграфическом интервале — большая часть жиделисайской свиты, верхи владимировской — низы ацилинской свит. Таким образом, во взаимоотношениях этих формаций наблюдаются те же особенности, что и для континентально-морской (IV) и вулканогенно-терригенной (III) суперформаций.

Ко второй половине ранней перми наблюдается усиление трансгрессивных тенденций при продолжающейся нивелировке окружающих областей сноса (рис. 20). Значительная часть юга и центра территории оказывается занятой лагуной, в которой происходит накопления карбонатных и глинисто-карбонатных илов — лагуная терригенно-карбонатная субформация (VI.1.2). На севере региона возникают озерные бассейны с преимущественно терригенно-глинистым осадконакоплением — озерная карбонатно-терригенная субформация (VI.1.3). Области аллювиально-озерной аккумуляции резко сокращают свои размеры. Максимальная обводненность территории характерна для второй половины ранней перми, когда ее большая часть оказывается занятой обширными континентальными бассейнами.

В поздней перми происходит некоторое осушение территории — на севере возникает крупная область аллювиально-озерной рав-

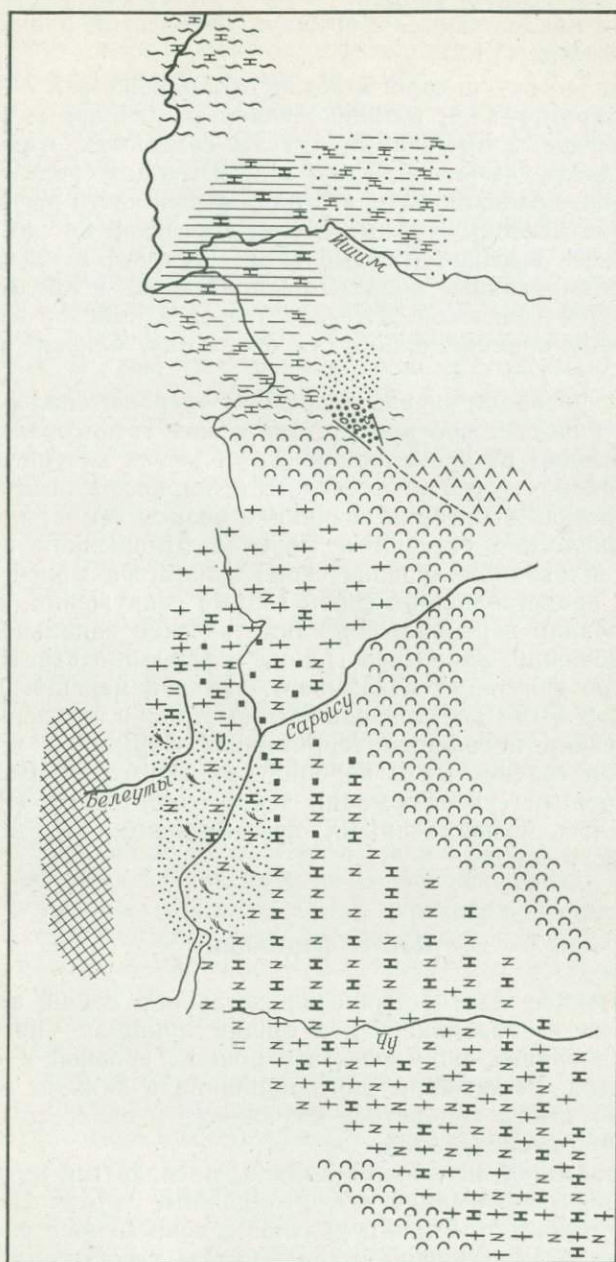


Рис. 20. Фациальная и палеогеографическая обстановки формирования континентальной галогенно-карбонатно-терригенной суперформации в кунгурский век (срез для уровня 24 на рисунках 6 и 22)

Условные обозначения см. на рис. 15

нины, на юге (Чуйская впадина) обособляется солеродная лагуна. В это время накапливается формация плейасовой равнины и лагун аридной зоны (VI.2).

Конец палеозоя—начало мезозоя ознаменовались общим поднятием территории и возникновением на обширных площадях горного рельефа. Учитывая амплитуды созданных этими движениями складчато-глыбовых деформаций в толщах среднего и верхнего палеозоя, можно сказать, что на большей части региона высота сильно расчлененных горных систем достигала многих километров. Наименее высокие (первые сотни метров) и незначительно дифференцированные области располагались в пределах центральных частей Тенизской, Джекказганской и Чуйской впадин, которые к этому времени приобрели очертания, близкие современным.

Широкое распространение в среднем—верхнем палеозое краснокварцевых и повсеместное присутствие в них загипсованных отложений указывают на существование в областях континентального осадконакопления устойчивого сухого и жаркого климата. На отдельных участках предгорий возникали оазисы семиаридного климата. Органические остатки в морских отложениях свидетельствуют о тепловодном (тропическом) характере морей. В областях сноса, представлявших собой горные сооружения, естественно, существовала вертикальная климатическая зональность. Изучение соотношения, характера границ и вариаций стратиграфических объемов формаций показывает, что в изменении ландшафтов прошлого были две тенденции — быстрая и медленная. Первая свойственна появлению терригенных формаций, вторая характерна для соленосных и карбонатных формаций. Возникновение трех уровней суперформаций терригенного типа (I, III, V), сопровождалось существенными орогеническими перестройками на поверхности земли.

Карты формаций

Формационное картирование представляет собой новый вид геологических исследований. Его общий принцип — комплексное отображение границ формаций, изохронных уровней и структурных элементов. Реализация этого принципа в каждом отдельном случае будет иметь конкретное выражение и зависеть от объекта и масштаба исследований.

Карты формаций неизбежно должны распадаться на два вида: карты отдельных формаций и формационные карты. Первый позволяет полностью отразить первичное и современное распространение, строение и насыщение отдельно взятых формаций, показать их физический (изопахиты) или стратиграфический объем. На нем возможно широко использовать палеогеографические и палеоструктурные реконструкции. Второй вид карт — формационный — будет отражать распространение всех формаций на картируемой поверх-

ности. Возможности применения палеореконструкций здесь ограничены наиболее крупными элементами длительного существования. Величина этих элементов определяется размерами картируемой территории и масштабами съемки.

Карты отдельных формаций можно составлять для регионов любого строения — складчатого или плитного. Формационные карты целесообразны только для областей складчатого строения или в виде обзорных мелкомасштабных вариантов на обширные территории. В последнем случае они будут приближаться к геологическим, насыщенным, кроме возраста выделенных подразделений, возможно детальным литолого-фациальным содержанием и сведениями о конседиментационных элементах. На картах формаций любого вида основным объектом изображения является формация как таковая. В этом их главное отличие от современных геологических карт, основная нагрузка которых, как известно, определяется возрастом подразделений. Между тем изохронность картируемых комплексов условна и, если на обзорных картах эта условность из-за большой генерализации не сильно влияет на объективность, то серии карт среднего и особенно крупного масштаба, следуя принципу обязательной одновозрастности картируемых комплексов, вынужденно искажают действительность. На картах формаций возраст (точнее стратиграфический объем) как категорию, менее достоверную, чем сама формация, следует показывать символами второго плана. Так на западе Центрального Казахстана «верхнедевонская» формация пролювиально-аллювиально-озерной равнины (IV.1), предваряющая фамен-раннекаменноугольную трансгрессию накапливалась с позднего франа по турнейский век, причем в разных местах начало и конец ее образования были не одновременны. И тем не менее она большей частью обособляется в ранге свиты с индексом, в котором на первом месте обозначен ее позднедевонский возраст. Эту формацию выделяет вещественно-генетическое единство, которое позволяет опознавать ее в любом разрезе независимо от того, какой стратиграфический интервал она занимает в данном месте. Укоренившийся возрастной примат индексации обычно приводит к искусственным построениям с иллюзорной изохронностью картируемых единиц. Карты формаций лишены этого недостатка. Они отражают в первую очередь реальную геологию и во вторую — представления о времени образования геологических объектов. Опыт исследований показывает, что более всего подвержены изменениям оценки возрастной принадлежности геологических объектов, и основанные на них корреляции. Сами же объекты, в том числе и формации, в размещении и основной характеристике сохраняют завидную стабильность с момента их обнаружения. По возможности автономное отображение на картах формаций вещественно-генетических и хронологических аспектов геологии имеет чрезвычайно важное значение для целей исторического и тектонического анализов, всех видов корреляций и при изучении закономерностей размещения полезных ископаемых.

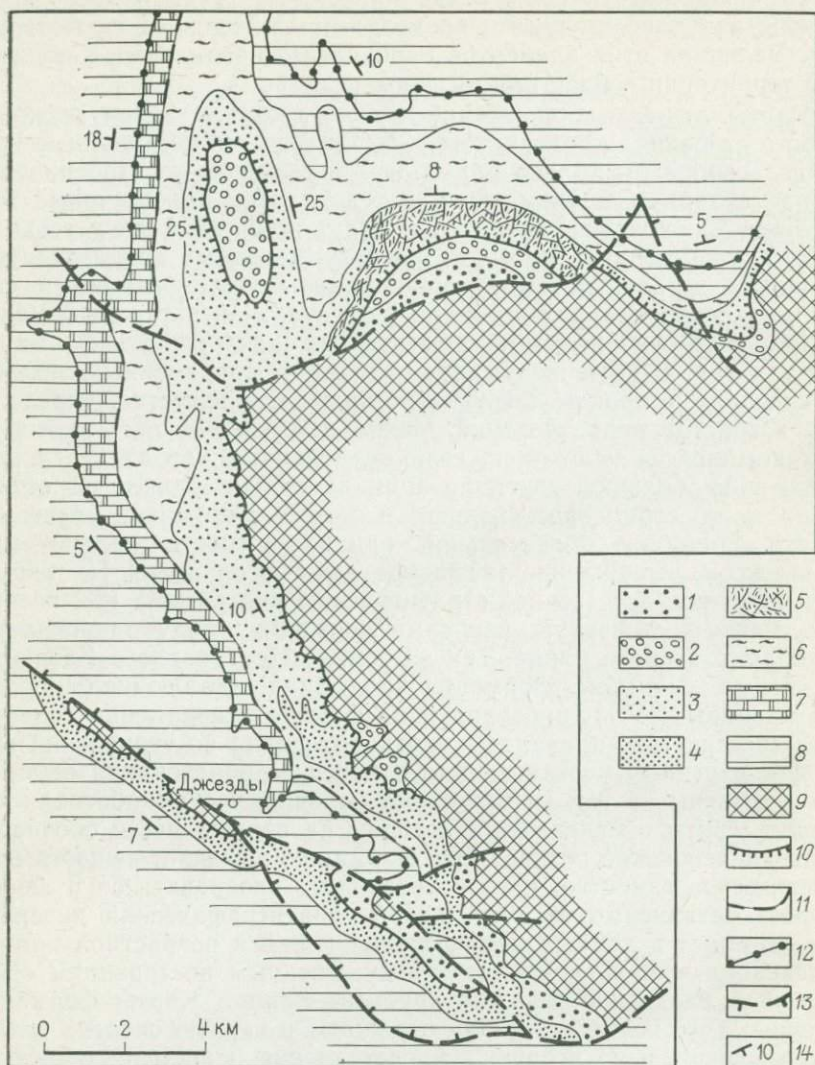


Рис. 21. Схематизированная карта формаций общего типа палеозоя западного и северного крыла Эскулинского купола

1—4 — формация пролювиально-аллювиально-озерной равнины аридной зоны: 1—2 — пролювиальная субформация (1 — крупнообломочная красноцветная парагенерация проксимальных частей предгорных шлейфов, 2 — крупно-среднеобломочная красноцветная парагенерация дистальных частей предгорных шлейфов); 3—4 — аллювиально-озерная субформация (3 — среднеобломочная красноцветная парагенерация, 4 — крупно-среднеобломочная красноцветная парагенерация); 5 — субформация сухой дельты (среднеобломочная красноцветная парагенерация); 6 — формация плейасовой равнины и лагун аридной зоны (субформация плейасовой равнины — мелкообломочная красноцветная парагенерация); 7—8 — формация мелководного морского бассейна тропической зоны (мелководная карбонатная субформация): 7 — доломитовая парагенерация, 8 — кремнисто-известняковая парагенерация; 9 — доверхнедевонский субстрат; 10 — конседиментационные разломы; 11—13 — маркирующие изохронные горизонты: 11 — кварцевых сливных песчаников, 12 — железо-марганцево-кремнистых известняков, 13 — известняков с кремневыми конкрециями; 14 — элементы залегания

Необходимым атрибутом карт формаций любого вида должен быть комплект профилей (в идеале блок-диаграмм), показывающих как современную структуру, так и палеообстановку периода накопления формации. Палеорекострукции необходимы для правильного размещения сохранившихся фрагментов формаций, при анализе характера постседиментационных преобразований — складчатость, шарьяжи, срывы, сдвиги.

Переход на формационную основу в региональных геологических исследованиях — насущная необходимость, так как традиционная геологическая съемка всех масштабов по существу исчерпала себя. Требуется качественно новый подход к изучению геологических объектов, раскрывающий не только их возрастную принадлежность, но и строение и состав, а, главное, акцентирующий внимание на генетических особенностях в широком смысле. Основой этому может быть систематическое формационное картирование.

Легенды формационных карт должны предусматривать показ: 1) формаций и субформаций (цвет и оттенки), 2) парагенераций (различные крапы), 3) стратиграфического объема формаций (индекс типа $Z_{fm}-t$ — зилаирская формация фамена—турне), 4) простираения изохрон подошвы и кровли (возраст уровней обозначается индексами), 5) соотношений с ниже- и вышележащими формациями (линейные знаки под и над индексами, обозначающие согласное соотношение, перерывы и несогласия), 6) границ формаций, 7) маркирующих горизонтов, 8) элементов синтетектонической структуры (конседиментационные разломы, изопакиты), 9) элементов постседиментационной структуры (разрывы, стратозигипсы, знаки условий залегания), 10) фациально-палеогеографических элементов (направления трансгрессий и регрессий, поступления и распространения материала, палеотечений, местоположения русел дельт, водоемов и т. д.), 11) состава и строения (разнообразные диаграммы гранулометрического, вещественного состава, замеров косой слоистости и т. д.).

Вполне естественно, что насыщение формационных карт будет определяться их масштабом, характером формаций, объективными возможностями их изучения и изображения полученных результатов. Картирование формаций значительно отличается от геологического картирования не только дополнительной нагрузкой, но и сочетанием в одной плоскости разнотипных элементов. Поэтому владение приемами обычного геологического картирования совершенно недостаточно при составлении формационных карт. Специалистам в этой области потребуются также знания литолого-фациального, палеогеографического, палеоструктурного анализов, а, кроме того, творческие способности увязать их результаты в едином изображении, так как стандартных правил составления карт формаций пока нет. Пример формационной карты общего типа показан на рис. 21.

РАЗДЕЛ III

ФОРМАЦИИ, ТЕКТНИКА И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Проблема связи формаций с тектоникой и полезными ископаемыми является одной из наиболее актуальных в современной геологии как в теоретическом, так и практическом отношении, так как с нею прямо связаны вопросы индикаторности формаций при историческом анализе, тектоническом районировании, поисках и прогнозах. Круг этих вопросов входит в сферу собственно формационного анализа. В настоящее время твердо укрепилось мнение о существовании тектонических типов формаций (геосинклинальные, платформенные, орогенные, переходные и т. д.) и не менее твердо — о строгой приуроченности многих полезных ископаемых к формациям определенного типа, рудная специализация которых абсолютно признана (меденосные, железорудные, марганценовые). Между тем, взаимоотношение тектонических и рудоносных типов формаций пока мало исследовано. Представления о тектонических классах месторождений одного и того же полезного ископаемого — платформенные и геосинклинальные бокситы, фосфориты, угли и т. д. — основываются в первую очередь на их принадлежности к этим геотектоническим элементам. Формационные исследования при этом нередко выступают только как дополнительное обеспечение справедливости такой градации. В этом разделе нами предпринята попытка оценить тектоническую индикаторность формаций, провести на базе формационного анализа периодизацию герцинского развития региона и дать его тектоническое районирование, определить отношение некоторых видов полезных ископаемых к формациям.

ГЛАВА 8

ФОРМАЦИИ И ТЕКТНИКА

Формационный анализ в системе тектонических исследований привлекается главным образом для оценки геотектонической принадлежности и развития крупных структурных элементов континентальных блоков Земли. Представления об эволюции земной коры, возникшие первоначально на структурной основе, впоследствии были усовершенствованы и преобразованы на базе изучения формаций. Однако при этом возможности формационного анализа при тектонических реконструкциях оказались почти неизученными. Построения основывались на использовании «эмпирически взятых формаций», для которых принималась адекватность типов стадиям геосинклинального процесса, а их вертикаль-

ных рядов определенным классам тектонических элементов. Эти построения оказались слишком общими, неоднозначными. Примеры из многих областей показывают, что даже такие типоморфные формации, как флиш и моласса, занимают вдруг совершенно несвойственные позиции, полностью нарушая устоявшиеся представления об их тектонической индикаторности.

Наличие в пределах областей, воспринимаемых тектонически однородными (например, плиты), различных формаций, сменяющих друг друга по вертикали и латерали, свидетельствует о том, что тектонический фактор при возникновении формаций далеко не всегда является ведущим. В целом формационная пестрота земной оболочки отражает определенную соподчиненность факторов (в том числе и тектонических): глобальные, региональные, локальные. Важны знания не только главных факторов, создающих какие-либо формации, но и того, какой ступени они принадлежат. Обычно считают, что формации фиксируют тектонический режим территорий седиментации. Однако эти представления не всегда справедливы. Так, распространение неоген-четвертичных моласс в области и вокруг Альпийского орогена отчетливо показывает их индифферентность к тектонической природе областей их накопления. Действительно, молассы располагаются в зонах краевых прогибов, межгорных впадин, а также областей, не имеющих столь четкой тектонической индивидуальности — северные и западные предгорья Тянь-Шаня. С другой стороны, молассовый комплекс распространяется в пределы тектонически совершенно разнородных элементов — молодых плит и разновозрастных палеозоид Европы и Азии, древних платформ Тарима, Декана и Аравии. В сущности, молассовый комплекс отражает не тектонические особенности области его седиментации, а тектоническое состояние соседних активных областей. И только грубая моласса непосредственно ограничивает орогенную область в целом и отдельные зоны внутри нее. Одновременно с молассой в пределах этой же области формируются морские и озерные мелководные и глубоководные комплексы Черного, Каспийского, Средиземного морей, Иссык-Куля и т. д. Морской и континентальный комплексы Альпийского орогена представляют самостоятельные суперформации и, таким образом, тектонически единая область характеризуется различными формационными элементами самого высокого ранга.

На примере Ферганской и Иссык-Кульской котловин отчетливо видно, как в соседних неотектонически одинаковых структурах — межгорных впадинах — формируются совершенно различные комплексы, определяемые конкретной ландшафтной ситуацией. Все это заставляет отказаться от укоренившихся представлений об исключительности тектонического фактора при возникновении формаций, хотя влияние его многообразно. Во-первых, он создает основу ландшафтов земной поверхности, на которой разворачиваются процессы седиментации; во-вторых, способствует переходу фациальных комплексов в ископаемое состояние; в-третьих, определяет строение формаций: мощность, расслоенность, цик-

личность, конседиментационную структуру. Влияние тектонического фактора равноценно влиянию экзогенных факторов — палеогеографического, фациального, климатического. Поскольку многие идентичные явления могут быть вызваны различными причинами, в каждом конкретном случае требуются доказательства причинно-следственной адекватности, в поисках которой приходится встречаться с большими трудностями — часто решить задачу удается только в альтернативном виде.

Если оценивать тектоническую индикаторность элементов в целом, то активный режим фиксирует прежде всего вулканогенные формации безотносительно их состава и грубообломочные парагенерации в любых осадочных формациях, затем флишевые парагенерации любого генезиса и рифтовые субформации. Все прочие парагенерации могут возникать как в активных, так и в пассивных обстановках, хотя карбонатным и галогенным более свойственны относительно спокойные условия. Все это обуславливает невозможность прямого использования большей части формационных элементов для тектонического анализа: в каждом конкретном случае приходится решать, в следствие чего возникают те или иные формации. В целях выяснения тектонической дифференциации непосредственно можно использовать только структурно-формационные комплексы, распределение которых по вертикали отражает основные этапы тектонической истории, а по горизонтали — ограничивает регионы однотипные в каждый этап развития.

Выделение структурно-формационных комплексов непосредственно сопряжено с изучением несогласий и структурной этажности — проблемой, очень слабо разработанной в тектонике, несмотря на ее кажущуюся простоту. Разграничение и систематизация несогласий, впрочем, как и определение самого понятия, часто проводятся различно. И все же большинством исследователей признается наличие двух основных типов несогласий — параллельного и углового. Первый возникает без структурных перестроек, второй отражает существование складчатости. Параллельные несогласия разграничивают формационные комплексы, угловые — структурно-формационные.

К рассмотрению несогласий и этажности палеозоя запада Центрального Казахстана обращались многие исследователи. При этом в основу разграничения этажей обычно помещались такие признаки, как различные структурных форм и планов, формаций, магматизма и метаморфизма, наличие крупнейших несогласий. Но несмотря на такой универсальный подход, в определении количества и границ структурных подразделений имеются существенные разнотолки, в основе которых находятся следующие причины: 1 — недостаточное знание строения нижних структур этажей; 2 — неверные представления о взаимоотношении ряда комплексов; 3 — отнесение частных фактов ко всему региону как к единому целому.

Не считая платформенного, все исследователи выделяют в регионе два структурных этажа — каледонский и герцинский. Большинство исследователей границу каледонского и герцинского ком-

плексов проводили в основании нижнего девона. Д. Г. Сапожников (1948 г.), Ю. А. Зайцев (1961 г.) и А. Е. Михайлов [31] разграничивали эти структурные этажи по подошве среднего девона. Н. П. Четверикова (1960 г.) подобно Н. Г. Кассину, начинала герцинский структурный этаж с силура.

Согласно этим представлениям размещались основные несогласия, самое главное из которых, проходящее через все схемы, располагалось в основании нижнего девона. Другие крупные несогласия отмечались в основании силура, нижнего девона, внутри среднего девона, в верхнем девоне и в основании среднего карбона. Любая из существующих схем в целом не может быть принята для всего региона и в то же время в каждой имеются положения, точно отражающие ситуацию отдельных его областей. Все это, естественно, потребовало создания синтетической схемы, которая бы полностью учитывала имеющиеся в природе соотношения, а это обуславливает необходимость уточнения некоторых понятий.

В складчатых регионах основными историко-тектоническими элементами являются складчатые комплексы. Согласно А. А. Богданову (1963 г.) каждый складчатый комплекс соответствует определенной эпохе складчатости, являясь не выражением в структуре земной коры; структурные этажи отвечают главным стадиям формирования складчатого комплекса. Непременное условие существования и выделения складчатых комплексов — наличие ограничивающих поверхностей угловых несогласий. В простом случае складчатые комплексы разделены изохронной поверхностью углового несогласия и на структурные этажи не делятся. Однако большей частью их ограничение является комбинацией разновозрастных поверхностей. В этих случаях необходимо различать разнообъемные структурные этажи, каждый из которых представляет трансгрессивно залегающую часть складчатого комплекса. Область распространения структурного этажа ограничена зонами долгоживущих разломов. Подобный принцип деления складчатых комплексов и структурных этажей прямо связан с блоковым характером земной коры. Он позволяет учесть индивидуальность развития каждого блока и в то же время выразить единство оформления складчатых комплексов.

Картирование складчатых комплексов и структурных этажей представляет собой самостоятельную задачу, решение которой имеет важное как теоретическое, так и практическое значение и прежде всего для историко-тектонического анализа. На западе Центрального Казахстана раннегерцинский складчатый комплекс занимает только восточную часть территории, а позднегерцинский распространяется повсеместно. Особенности размещения структурных этажей следующие. Этаж «А», охватывающий верхний ордовик — средний девон, занимает восток Сарысу-Тенизского водораздела и Западного Прибалхашья. Этаж «Б», охватывающий верхний ордовик — нижний девон, распространен только в Западном Прибалхашье, Чу-Балхашском водоразделе и в пределах Эску-

линского купола. Этаж «В» в составе нижнего—среднего девона размещается в зонах геантиклинальных поднятий Западного Прибалхашья, Атасуйского района и Чуйской глыбы. Этаж «Г» в объеме среднего девона — перми (в результате размыва часто редуцирован до среднего девона — нижнего карбона) занимает области Большого Каратау, Тамдинского, Шагырлинского, Тастинского прогибов, Актасской грабен-синклинали, внутренних частей Тенизской впадины. Этаж «Д», охватывая средний—верхний девон, сохранился во многих местах, слагая изолированные грабен-синклинали типа Байконурской, либо занимая узкие полосы по обрамлению областей, занятых этажом «В». Этаж «Е», верхний девон (нижний карбон) — пермь (сверху часто редуцирован за счет размыва), занимает обширные площади. Некогда он покрывал сплошным чехлом большую часть запада Центрального Казахстана.

Обзор соотношений выделенных историко-структурных элементов необходимо провести со стороны характеристики разделяющих их несогласий, важным элементом которой является величина зияния или хронологический интервал перерыва накопления. Для полного раскрытия истории наиболее важны несогласия наименьшего зияния. Второй существенный момент в характеристике несогласия — величина площади его проявления: обычно различают региональные и локальные несогласия.

Складчатые комплексы ограничены комбинированными поверхностями региональных несогласий изменчивой величины зияния. Структурные этажи разделены несогласиями локального типа. Несогласия в основании этажей «А» и «В» локально распространены в полосе от юго-восточных окраин Тенизской впадины к Эскулинскому куполу и далее на юго-восток в Западное Прибалхашье. К востоку от этой зоны взаимоотношения герцинского комплекса с более древними не известны. Минимальная величина зияния под этажом «А» установлена к югу от г. Кужал, где карабатырская свита перекрыта базальными конгломератами чегоминской. Несогласие в основании этажа «В» проявлено также локально по периферии упоминавшейся полосовой зоны, а, кроме того, в областях крупных геантиклиналей. Наиболее оно выражено к юго-востоку от Сарысу-Тенизского водораздела и на Чуйской глыбе. Наименьший интервал зияния зафиксирован в Западном Прибалхашье (между коктааской и карасайской, ниже- и верхнекасымской свитами). Несогласия в основании этажей «Г» и «Д» широко распространены. Минимальная величина зияния этих несогласий обнаруживается в полосе от восточных окраин Сарысу-Тенизского водораздела к Западному Прибалхашью (между талдымеской и булумбайской свитами, карасайской свитой и толщами среднего девона). Несогласие в подошве этажа «Е» также наиболее распространено. Наименьший промежуток зияния устанавливается в узкой полосе от центральных и восточных частей Сарысу-Тенизского водораздела (между кумадырской свитой и дайринской толщей) к Западному Прибалхашью и Чу-Балхашскому

водоразделу (соответственно между жастарской и жингельдинской свитами и толщей красноцветных песчаников).

Приведенная характеристика несогласий показывает ряд закономерностей, наиболее важные из которых следующие: 1) в узкой полосе от восточных окраин Тенизской впадины через центр и восток Сарысу-Тенизского водораздела к Западному Прибалхашью и Чу-Балхашскому водоразделу сконцентрировано наибольшее количество несогласий, имеющих минимальную величину зияния; 2) к западу и востоку от этой зоны количество несогласий в разрезе среднего и верхнего палеозоя сокращается. При этом на востоке зияния несогласий остаются весьма небольшими, на западе, напротив, они приобретают огромные размеры. Намеченная зона концентрации несогласий является главной структурной границей. Она ограничивает распространение на запад континентально-морской терригенной (II) суперформации. Ей свойственны наиболее полные разрезы среднего и верхнего палеозоя и определенные особенности формационной характеристики — наибольшее распространение грубообломочных парагенераций по всему разрезу.

Анализ вертикального распределения формаций и структурной этажности позволяет различать на западе Центрального Казахстана два структурно-формационных комплекса (рис. 22). Нижний комплекс (верхи ордовика — средний девон) встречается только на крайнем востоке региона, верхний (средний девон — пермь) имеет широкое распространение. Нижний комплекс образован континентально-морской (I), терригенно-вулканогенной (II) и вулканогенно-терригенной (III) суперформациями. Особенностью континентально-морской терригенной суперформации является сочетание формаций и субформаций, представляющих в укоренившемся понимании тектонически противоположные классы: морская моласса и граувакка (соответственно грубо- и среднеобломочные парагенерации прибрежно-морской субформации — I.2.2), флиш (морская глубоководная субформация — I.2.2), грубая красноцветная моласса (пролювиальная субформация — I.1.1), тонкая красноцветная моласса (аллювиально-озерная субформация — I.1.2). С позиций сторонников геосинклиналей, этажность развития которых закрепляется вертикальным рядом формаций, приведенная ассоциация совершенно противоестественна, так как в ней в латеральных соотношениях находится все то, что должно, согласно их представлениям, располагаться закономерно в вертикальном ряду миогеосинклиналей: граувакка — флиш — моласса. Этот пример показывает, что только по типу отдельных формаций нельзя проводить диагностику как геотектонических структур, так и этапов их развития.

В характеристике континентальной терригенно-вулканогенной суперформации обращает внимание петрологическое разнообразие и контрастность полного спектра вулканических комплексов, от ультраосновных до ультракислых, и тесная связь с ниже- и вышележащими суперформациями. Все это весьма затрудняет отыскание ей аналогов среди вулканогенных формаций геосинклиналь-

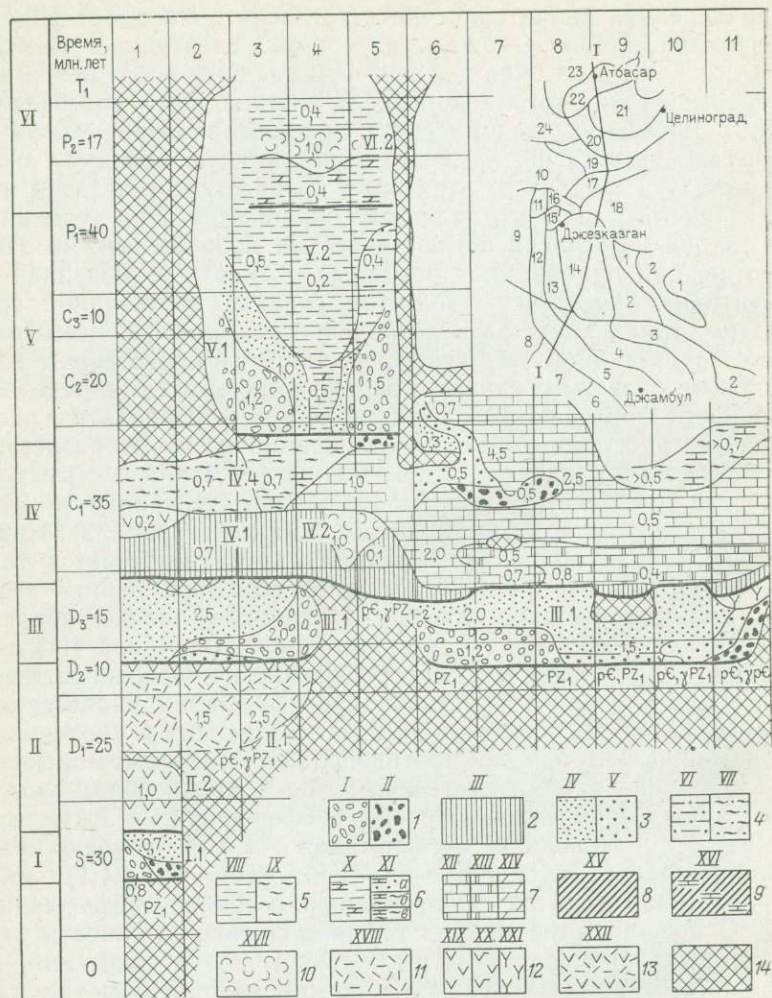
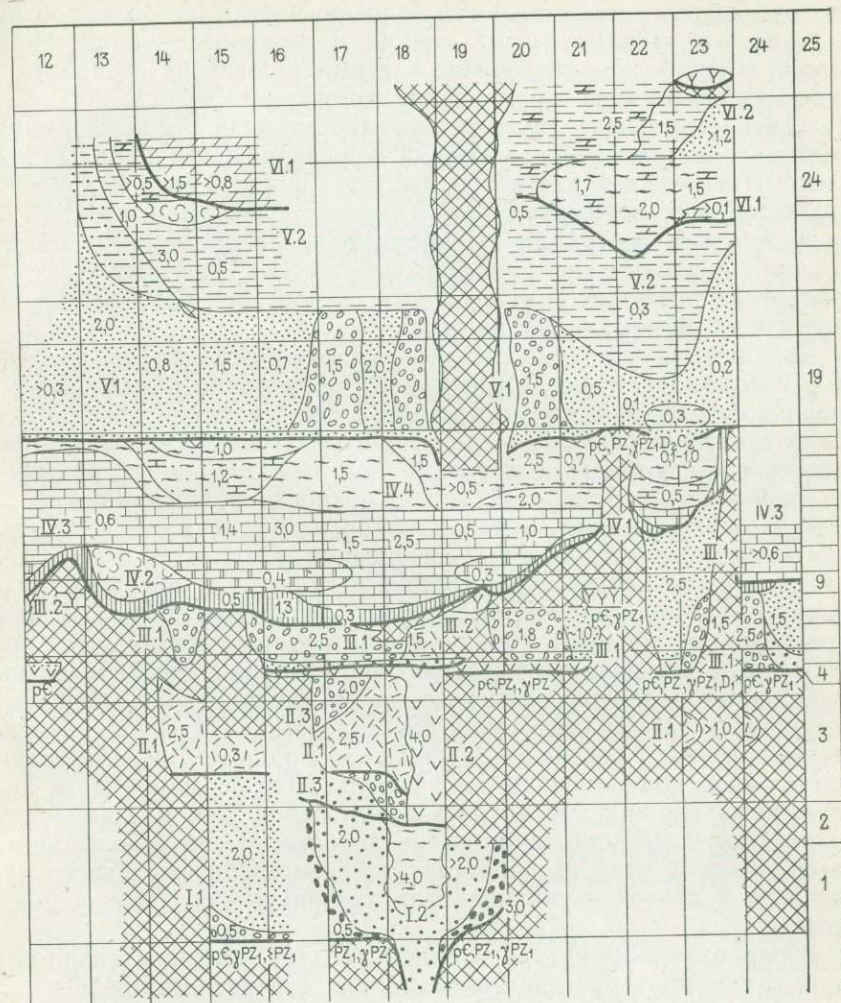


Рис. 22. Схема размещения суперформаций среднего и верхнего палеозоя

I — континентально-морская терригенная, II — континентальная терригенно-вулканогенная, терригенно-карбонатная, V — континентальная галогенно-терригенная, VI — континентальная мощность в километрах): 1 — крупнообломочные (I — красноцветная, II — сероцветная), на, V — сероцветная), 4 — средне-мелкообломочные (VI — красноцветная, VII — сероцветные (X — красноцветная, XI — сероцветная; а — среднеобломочная, б — средне-мелко- X — мергельная), 8 — кремнистая (XV), 9 — карбонатно-кремнистая (XVI), 10 — андезит-базальтовая, XXI — трахиандезитовая), 13 — липарито-андезито-базальтовая 1 — Западное Прибалхашье, 2 — Чуйская глыба, 3–5 — Чуйская впадина (3 — северо-восток, запад) 9 — Карсакапское поднятие (запад и юго-запад), 10 — Тамдинский прогиб, 11, 12 — впадина (13 — юго-запад и запад, 14 — центр и север, 15 — Эскулинский купол), 16–19 — восток, 19 — Кирейское поднятие), 20–22 — Тенизская впадина (20 — юг, 21 — центр, 22 — но-палеогеографических реконструкций на рисунках 15–20



на западе Центрального Казахстана (в масштабе времени)

III — континентальная вулканогенно-терригенная, IV — континентально-морская галогенно-галогенно-карбонатно-терригенная. Парагенерации (арабские цифры — максимальная): 2 — крупно-мелкообломочная красноцветная (III), 3 — среднеобломочные (IV — красноцветная), 5 — мелкообломочные (VIII — красноцветная, IX — сероцветная), 6 — карбонатно-тер- обломочная, в — мелкообломочная), 7 — карбонатные (XII — известняковая, XIII — доломи- соленосная (XVII), 11 — порфировая (XVIII), 12 — порфiritовые (XIX — андезитовая, XX — (XXII), 14 — разрыв (индексами обозначены перекрываемые комплексы). Регионы: (XXII), 14 — разрыв (индексами обозначены перекрываемые комплексы). Регионы: 4 — центр, 5 — юго-запад, 6–8 — Большой Каратау (6 — юго-восток, 7 — центр, 8 — северо- Карсакапское поднятие (11 — горы Кыштау, 12 — центр и юг), 13–15 — Дзезказганская Сарысу-Тенизское поднятие (16 — Шагырлинский прогиб, 17 — центр, 18 — восток и юго-северо-запад), 23 — Кокчетавское поднятие, 24 — Тагинский прогиб, 25 — уровни фаціаль-

ных зон. Ранее основной структурно-формационный рубеж проводился в подошве вулканических толщ. Этому способствовали два обстоятельства: невозможность психологически связать воедино морские терригенные толщи силура и наземные вулканогенные девона и ошибочное возведение частных несогласий среди вулканических комплексов в ранг общерегионального несогласия.

Континентальная вулканогенно-терригенная суперформация на востоке региона венчает нижний структурно-формационный комплекс. В ее нижней части присутствуют флишеидные накопления глубоководных межгорных озер (озерная субформация — III.1.4), по латерали и вертикали замещаемые красноцветной грубой молассой (пролювиальная субформация — III.1.1). Нижний структурно-формационный комплекс во всей зоне его распространения обрывается региональным несогласием.

Верхний структурно-формационный комплекс, залегая повсеместно с несогласием, на большей части территории объединяет три верхние суперформации, но местами в его основании присутствует также континентальная вулканогенно-терригенная суперформация, заполняющая отдельные крупные прогибы. Обращает внимание двойственность структурной принадлежности вулканогенно-терригенной суперформации, показывающая как одна и та же формация может символизировать совершенно различные стадии геотектонического процесса: на востоке региона она завершает цикл, связанный с формированием нижнего структурно-формационного комплекса, на западе — начинает новый этап развития. Этот пример показывает возможную вероятность ошибки при определении стадийности развития только по нахождению отдельных формаций, даже, казалось бы, таких типоморфных, как грубая красноцветная моласса. Он же доказывает необходимость использования при разного рода оценках всех результатов формационного анализа, позволяющих рассмотреть взаимоотношения и взаимосвязи полностью. В региональном плане двойственность девонской молассы, с одной стороны, обозначает преемственность общего развития, а с другой — указывает на тектоническую разнородность региона.

Выше вулканогенно-терригенной следует континентально-морская галогенно-терригенно-карбонатная суперформация (IV). В зонах ранних прогибов обе суперформации связаны постепенным переходом. На поднятиях континентально-морская суперформация залегают трансгрессивно и в ее основании размещается базальная моласса (IV.1). В ряде мест (восток региона, Кирейское и запад Карсакпайского поднятия) суперформация залегают с угловым несогласием на девонской молассе. Таким образом, континентально-морская суперформация, располагаясь на тектонически разнородных элементах, с очевидностью показывает самостоятельность представляемого ею этапа развития. Этим самым определяется условность бытующих общерегиональных сквозных тектонических характеристик, основанных на вертикальной последовательности формаций: для каждого геотектонического элемента одна и та же

формация имеет более конкретное значение. Появление континентально-морской суперформации в целом для региона означает развитие трансгрессивных тенденций и погружения, с которыми связываются представления о тектоническом успокоении. Для прогибов, в которых она постепенно сменяет нижнюю молассу, ее появление не является следствием каких-либо существенных тектонических преобразований. Напротив, для поднятий возникновение суперформации свидетельствует об успокоении их тектонической активности, нивелировки и погружения.

Пестрый набор формаций и субформаций, составляющих континентально-морскую суперформацию, по своей характеристике приближающихся то к платформенным (морская мелководная карбонатная — IV.3.1 или солеродной лагуны — IV.2.1), то к миогеосинклинальным (прибрежно-морская субформация — IV.3.3, напоминающая морскую молассу или граувакку), то к орогенным (формация пролювиально-адлювиально-озерной равнины — IV.1), замещающим друг друга по горизонтали, показывает большую условность существовавших для нее тектонических трактовок в целом — платформенной, квазиплатформенной или субгеосинклинальной. Видимо, каждая ее составная часть должна рассматриваться самостоятельно и подобно тому, как единая формация komponуется различными фациальными комплексами, она может быть образована также элементами, возникшими в тектонически различных условиях. Возможность тектонической гетерогенности формаций хорошо видна на примере морской карбонатной субформации (IV.3.1), образование которой на одних участках происходило в обстановке тектонических движений, по активности приближающихся к геосинклинальным (Большой Каратау, Сарысу-Тенизский водораздел и т. д.); а на других участках в условиях относительного покоя (Карсакпайское и Кокчетавское поднятия, север Тенизской впадины). Поэтому, естественно, нельзя рассматривать эту субформацию как показатель либо того, либо другого тектонического режима: в каждом районе она отражает свои тектонические условия.

Верхнюю половину структурно-формационного комплекса занимают континентальные галогенно-терригенная (V) и галогенно-карбонатно-терригенная (VI) суперформации, тесно связанные между собой и с нижележащей суперформацией. Существующее представление о региональном несогласии в основании верхнепалеозойской молассы (V) является заблуждением. Связано оно с рядом причин: появлением в разрезе красноцветных отложений, обычно неправильно отождествляемых с орогенезом; наличием в ряде мест среди них конгломератов, присутствие которых по недоразумению почти всегда трактуется как признак несогласия; трансгрессивным залеганием отдельных горизонтов формации. Обе суперформации имеют очень пестрый набор формаций и субформаций, которые в существующих общих представлениях принадлежат самым различным тектоническим классам. Здесь и типичная грубая красноцветная моласса из орогенного ряда (про-

лювиальная субформация — V.1.1), и различные аллювиально-озерные, озерные (V.1.2, V.1.3) и лагунные (V.2.2, VI.1.1, VI.2.3) субформации, считающиеся платформенными. Такое сонахождение определяет необходимость тектонического анализа формаций для установления возможности их использования в качестве инструмента той или иной тектонической идентификации. Большинство построений, основывающихся только на вертикальной последовательности формаций, мало состоятельно.

Особенности внутреннего насыщения структурно-формационных комплексов отражают основные тенденции главных этапов развития, которые закреплены вертикальной сменой суперформаций. В случае, если суперформации разнотипные, эта смена воспринимается в качестве закономерной и естественной. Однако большие затруднения в оценке общих тектонических тенденций развития вызывает распространение однотипных суперформаций на разных уровнях, как, например, девонской и верхнепалеозойской красноцветных моласс в верхнем структурно-формационном комплексе.

Каковы же основные характеристики этих моласс? Прежде всего обращает внимание различная продолжительность накопления суперформаций: нижняя образовалась за 10—15 млн. лет, верхняя — за 80—90 млн. лет. При этом мощность первой нередко превышает мощность второй в два и более раза. Что свидетельствует о значительно больших темпах образования девонской молассы по сравнению с верхнепалеозойской. Моласса девона часто начинает верхний структурно-формационный комплекс. Она с резким несогласием перекрывает более древние образования. С вышележащей континентально-морской суперформацией она связана постепенным переходом. Моласса верхнего палеозоя занимает верхнюю часть комплекса и тесно связана постепенным переходом как с нижележащей, так и с вышележащей суперформацией. В строении обеих моласс наблюдается отчетливая общность — уменьшение роли грубообломочных накоплений в верхних их частях. Появляются хемогенные породы. Это наблюдается на различных уровнях в разных районах и свидетельствует о длительности и постепенности превращений на верхних рубежах обеих суперформаций. Напротив, появление красноцветных моласс сопровождалось быстрыми изменениями в обстановке: девонская моласса связана с дифференциацией горной территории и опусканием ее площадей, на месте которых возникли области седиментации, а верхнепалеозойская моласса была вызвана замедленным погружением существовавшей области седиментации и воздыманием в соседних с нею регионах. Оценка тектонических обстановок появления и формирования девонской и верхнепалеозойской моласс позволяет выявить их коренное отличие. Этим самым не только нарушаются существующие представления о тектоническом единстве и однообразии моласс, но и определяется возможность тектонических реконструкций по нахождению «типичных» геосинклинальных, орогенных или платформенных формаций.

Тектонический анализ формаций подразумевает изучение конседиментационной структуры и мощностей как индикаторов движений земной коры — направлений, величины, скорости, интенсивности. Исследование конседиментационной структуры в складчатых регионах представляет очень сложную проблему. Несколько проще обстоит дело с мощностями. Однако поскольку формации имеют, как правило, асинхронные границы, анализировать их мощности для восстановления движений нельзя: необходимо использовать вариации мощностей изохронных уровней. Практика сравнения в этих целях стратиграфически разнообъемных подразделений нередко приводит к недоразумениям. Анализ тектонических условий образования формаций среднего и верхнего палеозоя рассматривался нами на примерах ряда районов каледонид Казахстана (В. А. Голубовский, 1966—1975 гг.). В этой главе акцентируется внимание на его общеметодических основах и выводах.

Изучение крупных конседиментационных элементов — реконструкция их первоначальных размеров и конфигурации — связано с палеогеографическими построениями. В гл. 7 показана несостоятельность многих существующих взглядов о самостоятельности отдельных прогибов и поднятий, границы и размеры которых якобы были близки площади современного распространения формаций. Мы не можем проанализировать несоответствие всех представлений: наиболее существенные уточнения относятся к континентально-морской терригенной суперформации силура—девона и красноцветным молассам девона и верхнего палеозоя.

Континентально-морская терригенная суперформация (I) заполнила узкий (100—150 км) дугообразный прогиб, протяженность их превыше 1500 км. Бортовые части прогиба ограничивались системами разломов, придавая ему троговый вид. К западу от него располагалось обширное поднятие горной страны. С востока он ограничивался узкой цепью гор, хребтов. Общая ситуация свидетельствует о высокой тектонической активности в период образования суперформации, темп накопления которой составлял 200—300 м за миллион лет. Терригенно-вулканогенная суперформация (II) накапливалась в обстановке высокой тектонической активности, которая общепризнанно сопровождает все магматические проявления. Вначале она заполнила прогиб, в котором накапливалась предыдущая суперформация, а затем сформировала на его месте вулканическую горную систему. Средний темп накопления суперформации составлял 250 м за миллион лет. Девонская моласса (III) формировалась также в условиях активного тектонического режима. Заполнявшиеся ею прогибы, в основном межгорные, ограничивались крупными длительно жившими разрывами. Однако многие прогибы (Тамдинский, Шагырлинский и др.) современной структуры, которые ранее считались самостоя-

тельными межгорными, на самом деле являются остатками более крупных структур, для которых понятие «межгорный прогиб» мало приемлемо: они занимали окраинные предгорные участки обширной области седиментации, структурная характеристика которой в настоящее время не может быть определена. Скорость накопления вулканогенно-терригенной суперформации составляла не менее 500 м за миллион лет. Континентально-морская галогенно-терригенно-карбонатная суперформация (IV) накапливалась на обширной территории (точнее акватории) в тектоническом отношении — сложно дифференцированной. Крупные и устойчивые прогибы были разделены относительными поднятиями, причем темп формирования суперформации менялся от десятков метров до 150—200 м за миллион лет. В целом же образование суперформации происходило в обстановке значительной активности. Формирование верхнепалеозойской молассы (V) проходило в условиях спокойного тектонического режима на обширных площадях, к востоку от которых находились поднятия горных систем. Несмотря на то, что определить структурную позицию региона седиментации трудно, применение к нему понятия «межгорный прогиб» невозможно: ни Тенизская, ни Джезказганская, ни Чуйская впадины в период накопления верхней молассы не были межгорными прогибами. Континентальная терригенная суперформация отлагалась со средней скоростью 25—30 м за миллион лет. Континентальная галогенно-карбонатно-терригенная суперформация (VI) первично занимала также обширную территорию тектонически, вероятно, слабо дифференцированную. Относительные прогибы и поднятия не были четко локализованы и не обладали большой контрастностью. Темп ее накопления составлял от 100 до 150 м за миллион лет.

Общая палеоструктурная обстановка для всех комплексов среднего и верхнего палеозоя каледонид Казахстана показана на рис. 23, на котором обозначены изохроны, позволяющие отметить интенсивность структурообразования крупных элементов за одинаковые промежутки времени. Восстановить детали конседиментационной структуры очень трудно, поскольку она сильно переработана последующими процессами общей складчатости. Еще труднее определить отношение к этой структуре вторичных складчатых форм. Отдельные примеры показывают сложные соотношения. Так, Кирейская горст-антиклиналь в начальные периоды накопления континентально-морской суперформации карбона (IV) расчленялась на ряд продольных частных складок облекающая с амплитудой до 1 км. Шубаркульская впадина в одни периоды среднего девона представляла антиклинальную структуру, а в другие входила в состав более обширного прогиба. Выше отмечалось, что далеко не всегда описываемые в настоящем прогибы и впадины являются унаследованными структурными формами.

Для выяснения соотношения складчато-глыбовых элементов, возникших в эпоху позднепалеозойской складчатости и элементов периода накопления формаций среднего—верхнего палеозоя, тре-

буется очень кропотливый анализ. Исследованиями в Дезказганском районе удалось выяснить, что в одних случаях поздняя структура наследовала раннюю (прогибы трансформировались в синклинали, поднятия и антиклинали), а в других произошла инверсия (на месте прогибов возникли складчатые формы положительного знака, а над поднятиями — отрицательного). Кроме того, были случаи, когда в процессе седиментации неравномерное движение блоков приводило к тому, что время от времени прогибы и поднятия менялись местами. В соответствии с этим на разных уровнях конседиментационные складки оказывались или унаследованными, или обращенными по отношению к структуре последней складчатости. Вместе с этим выявляется существование ряда устойчивых сочетаний геантиклинальных и геосинклиналильных элементов на протяжении очень длительных отрезков времени. Большой и Малый Каратау представляет один тип такого сочетания, в котором прогиб и поднятие неизменно сосуществовали на протяжении от среднего девона до конца палеозоя. Кирейское поднятие, разделяющее Кыпшанский прогиб и Шубаркульскую впадину — пример другого типа устойчивого сочетания в среднем девоне — перми.

Многие частные структурные особенности средне-верхнепалеозойских отложений связаны с тектоническими движениями периода накопления: не только крупные, но и мелкие элементы тектонической структуры формировались длительно и одновременно с седиментацией. При этом отчетливо выступает определяющая роль вертикальных блоковых перемещений.

Конседиментационное влияние на структуру формаций блоковых движений особенно наглядно видно на многочисленных примерах скачкообразного изменения мощностей в зонах длительно живших разрывов (44). Перемещения блоков не были постоянны как по скорости, так и по направлению. Изменения мощности в пределах каждого блока связаны с неравномерным опусканием его сторон и соответственно наклоном его поверхности и накопившихся на ней толщ. Этот первичный наклон слоистых толщ исчисляется первыми градусами и максимального значения достигал в зонах разрывов. Синхронные осадконакоплению перемещения блоков приводили к формированию в толщах складок облекания. В разрезе эти складки характеризуются как изменением мощности (уменьшением в антиклиналях и увеличением в синклиналях, соответственно над относительно поднимавшимися и опускавшимися блоками), так и первичным наклоном слоев. Крылья складок облекания обозначаются флексурами и совпадают по положению с разрывами. Неравномерность и смена знака движения отдельных блоков обусловили сложность конседиментационной складчатой структуры.

Перемещения блоков, определявшие тектонический рисунок конседиментационной структуры, были идентичны в период образования всех формаций. Иначе говоря, сам процесс накопления любой формации не отличается качественной спецификой тектониче-

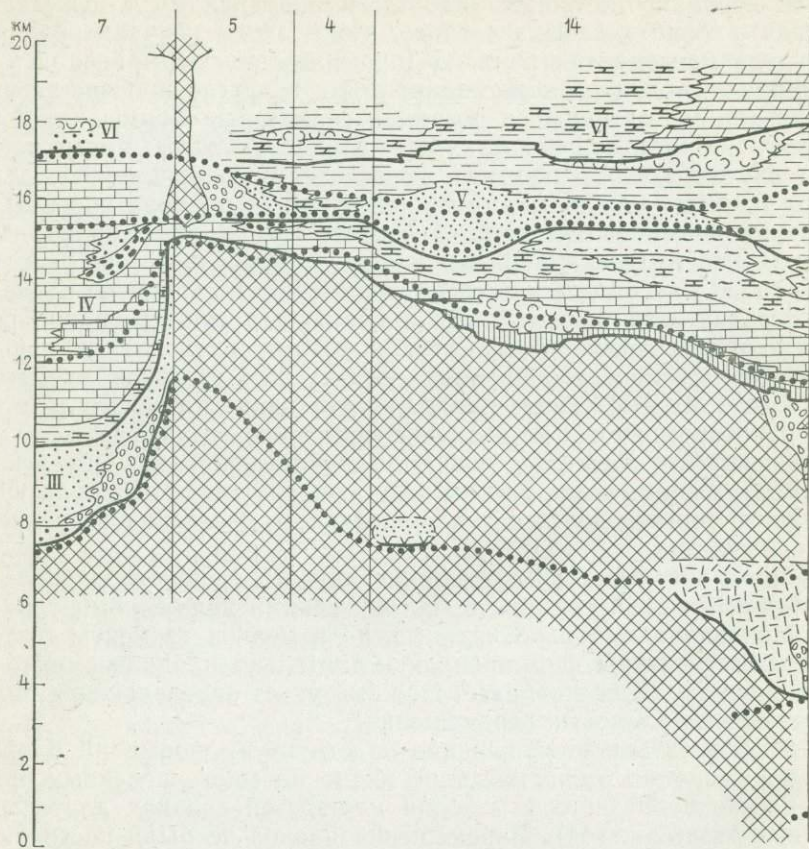
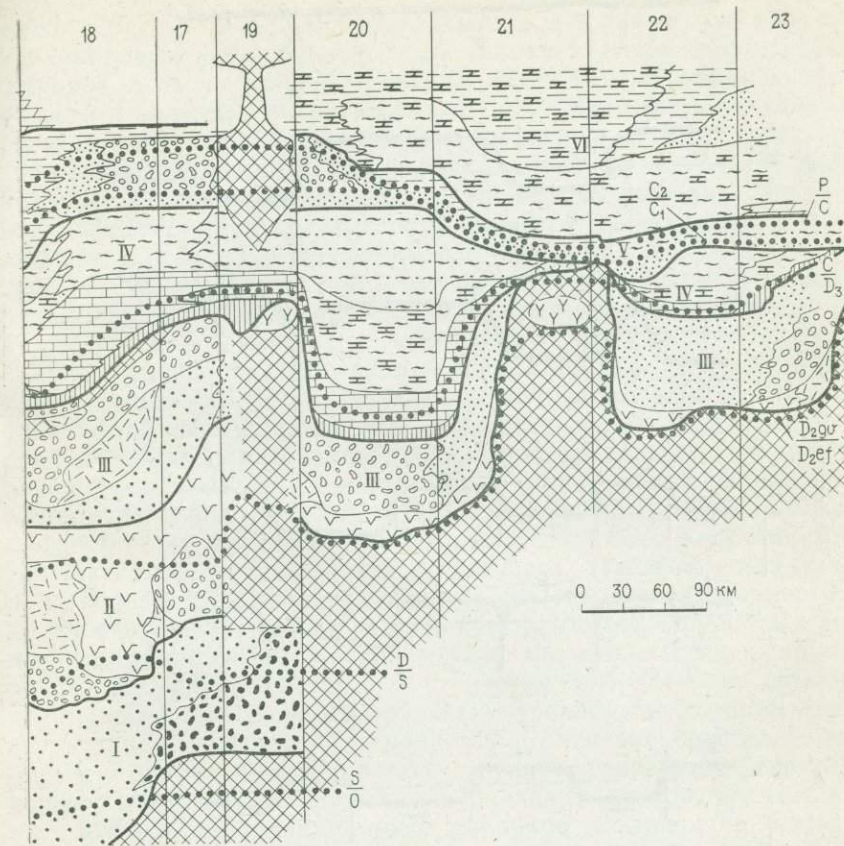


Рис. 23. Распределение суперформаций среднего и верхнего палеозоя на западе Центрального Казахстана по профилю I—I. Местоположение профиля и условные обозначения на рис. 22
 Пунктирные линии — изохроны. Регионы: 7 — Большой Каратау, 5 — Малый Каратау, 17 — центр, 18 — юго-восток, 19 — северо-восток, 20—22 — Тенизская

ских движений земной коры, что нашло отражение в общности стиля крупных структурных элементов. Преобладали вертикальные движения. В отдельных случаях по разрывам, ограничивающим блоки, устанавливаются небольшие смещения сдвигового, раздвигового и надвигового типов. Большинство этих разрывов существовало очень длительное время и при сравнительно небольшой протяженности (десятки километров) имело связь с глубокими частями земной коры, о чем свидетельствует приуроченность к ним магматических очагов и гидротермальных проявлений. Многие из этих небольших разрывов транзитом пересекают границы ряда формаций.

Конседиментационные тектонические движения, помимо складчато-глыбовых деформаций (складок облекания), нередко сопровождаются возникновением рубцовых или шовных складок, обра-



Центрального Казахстана по профилю I—I. Местоположение профиля и условные обозначения на рис. 22

4 — Чуйская впадина, 14 — Джезказганская впадина, 17—19 — Сарысу-Тенизское поднятие
 20 — юг, 21 — центр, 22 — северо-запад, 23 — Кокчетавское поднятие

зование которых связано с развитием флексур в результате возвратного смещения крыльев разрывов. Механизм образования отдельных шовных складок в результате знакопеременных движений блоков установлен Д. П. Резвым (1954 г.) и В. В. Белоусовым (1954 г.), подтвержден В. М. Цейслером (1965 г.) и др. Между тем в период накопления формаций могут возникать только определенные ассоциации глыбовых и шовных складчатых элементов, что хорошо видно из рис. 24.

В первую стадию при относительном вертикальном перемещении блоков над разделяющими их разрывами в чехле образуется флексура (рис. 24, А''), дальнейшее развитие которой зависит целиком от направления последующего движения блоков. В случае, если первоначально поднятый блок испытывал опускание, над разрывом образовывалась рубцовая антиклиналь. Последующее под-

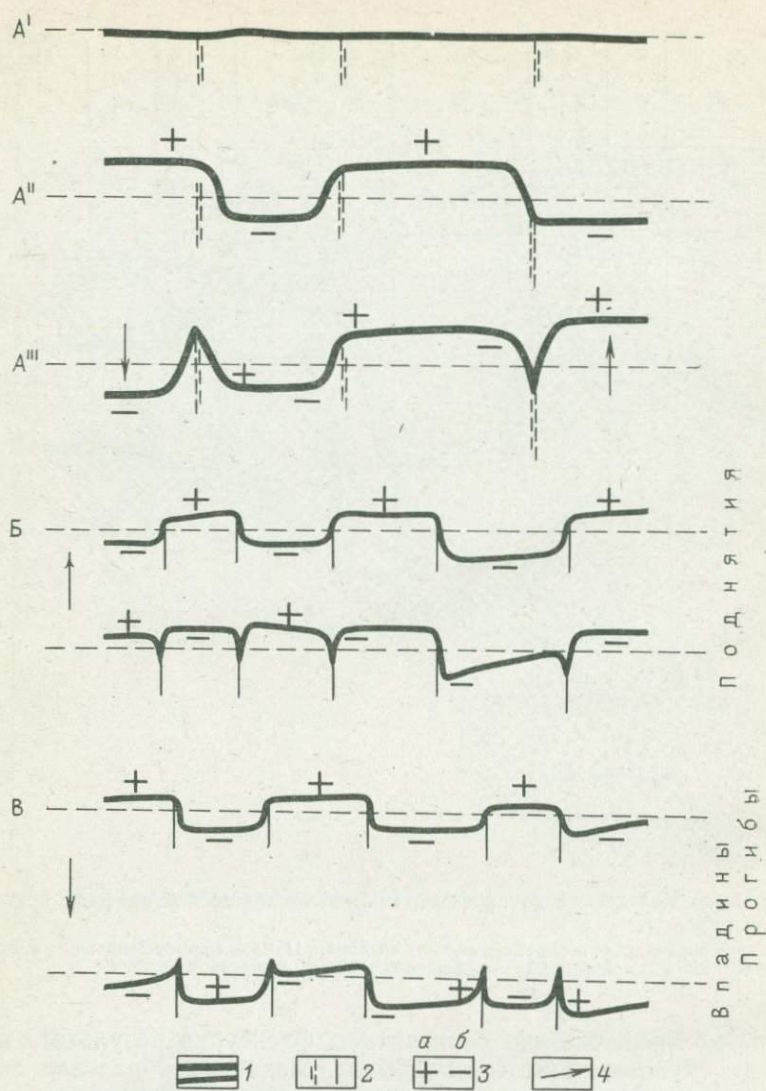


Рис. 24. Принципиальные геокинематические схемы образования конседиментационной структуры рубцовых складок (А), коробчатой (Б) и гребневидной (В) складчатости:

1 — осадочный чехол, 2 — разрывы фундамента, 3 — относительные перемещения соседних блоков (а — поднятые, б — опущенные блоки), 4 — общая направленность движений

нятие первоначально опущенного блока неизбежно приводит к образованию рубцовой синклинали. При этом относительные перемещения блоков в обоих случаях будут одинаковыми. Механизм образования шовной антиклинали показан в левой части рис. 24, А''', а шовной синклинали — в правой. Четкость оформления той или иной рубцовой складки при всех прочих равных условиях зависит

от величины первоначальных и повторных смещений блоков. В связи с рассмотренными необходимыми условиями для образования рубцовых антиклиналей и синклиналей становится понятным широкое развитие рубцовых антиклиналей (и гребневидной складчатости в целом) в областях общего опускания и накопления, где составляющие их блоки, попеременно опережая друг друга, двигались вниз. Развитие шовных синклиналей (и коробчатой складчатости) характерно для областей общего воздымания. Иначе говоря, гребневидная складчатость является конседиментационным элементом осадочных формаций, в то время как коробчатая характеризует их постседиментационную структуру. Условия возникновения коробчатой и гребневидной складчатостей показаны на рис. 24, Б, В.

Приуроченность гребневидной складчатости к областям с большими мощностями толщ и коробчатой — с малыми (Г. Штилле, 1964 г.) объясняется тем, что общие движения этих областей в период складкообразования наследовали движения в предшествовавшие периоды осадконакопления. В случае перемены знака движений, гребневидная складчатость будет доминировать в областях с относительно небольшим чехлом, коробчатая же, напротив, будет сопровождать толщи большой мощности. Примером могут служить Сарысу-Тенизское поднятие и Джекказганская впадина. Конкретное морфологическое выражение глыбовых и рубцовых складок определяется мощностью чехла, характером слагающих его отложений, интенсивностью и степенью контрастности глыбовых движений, а также гипсометрическим уровнем, на котором данная структурная форма рассматривается. Сравнение конседиментационных и постседиментационных структур, связанных непосредственно с вертикальным движением блоков, показало, что механизм их образования принципиально одинаков. Отличия заключаются только в интенсивности и скорости его проявления: периодам седиментации свойственно сравнительно слабое и медленное перемещение. Контрастность конседиментационных складчатых сооружений одинакового масштаба для всех изученных формаций примерно равна. Она связана не с типом формации, а с конкретным регионом. Так, амплитуда прогиба Большого Каратау, обозначенного морской карбонатной субформацией (IV.3) достигает 4—6 км. Амплитуда разных частей Тамдинско-Шагырлинского прогиба, выполненного нижней молассой (III), также меняется от 4 до 6 км. Такие же цифры имеются для Конкского прогиба, заполненного континентально-морской терригенной суперформацией (I). В то же время вертикальный размах частных складчатых элементов в морской карбонатной субформации (IV.3) меняется от 1—1,5 км — Сарысу-Тенизский водораздел, запад Карсакпайского поднятия, до нескольких десятков метров в других местах.

Своеобразной формой конседиментационной структуры являются мелкие складки, флексуры и разрывы, комбинации которых наиболее отчетливо проявлены в тонкорасслоенных толщах озерной субформации карбонатно-терригенного состава (VI.1.2). Со-

четание этих структурных элементов изучено во внутренней зоне Тенизской впадины, осложненной обширными пологими брахискладками, верхние части которых сложены часто чередующимися пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов с маломощными пластами известняков. Последние, благодаря своей контрастности к прочим породам и хорошей обнаженности, подчеркивают мельчайшие детали строения. Крупные структуры внутренних частей Тенизской впадины просты — обычно это изометричные или продолговатые брахискладки радиусом в десятки километров и амплитудой в первые километры. Замки складок плавные, крылья пологие ($5-15^\circ$); значительно реже они крутые (30° и более). Складки расположены беспорядочно или подчинены в своих сочетаниях северо-восточному направлению: брахиантиклинали группируются в протяженные валы.

Эти структурные элементы захватывают весь комплекс среднего и верхнего палеозоя. Помимо них, толщи интенсивно осложнены небольшими разрывами и мелкими складками. Протяженность разрывов достигает нескольких километров при амплитуде до нескольких сот метров. По отношению к крупным брахискладкам они группируются в две взаимосвязанные системы — радиальную и кольцевую, хотя отмечаются разрывы и промежуточных, диагональных направлений. Нередко один и тот же разрыв неоднократно резко меняет простирание с поперечного на продольное. Радиальные разрывы — обычно крутые; разрывы из кольцевой системы, вероятно, большей частью пологие. Мелкие разрывы (каждый в отдельности) имеют ограниченное распространение. Они ветвятся, соединяются и образуют, таким образом, густую сеть, пронизывающую весь комплекс пород.

Мелкие складки единичны, протяженность их достигает нескольких сот метров при амплитуде в десятки метров. Углы наклона крыльев достигают 60° , но чаще не превышают 30° . Расположены они поперек или косо к простиранию крыльев крупных складок, либо ориентированы вдоль них. На седловинных перемычках и в ядрах брахиантиклиналей встречаются группы беспорядочно расположенных складок. Форма мелких складок в плане — удлинненно и укороченно овальная, квадратная, веерообразная. Отдельные складки линейны. Поперечные складки открытые, или представлены структурными носами.

Мелкие складки дисгармоничны, однако они не связаны с какими-либо определенными пачками пород, а рассеяны в толщах равномерно. Все складки сопровождаются разрывами, составляя с ними единую парагенетическую ассоциацию, которая широко развита на пологих и не встречается на крутых крыльях крупных брахискладок. Сочетание простых брахискладок со сложными, переплетение мелких разрывов и складок создают специфический структурный рисунок.

Взаимосвязь мелких складчатых и разрывных нарушений отчетливо видна на примере поперечных и косых разрывов, флексур и структурных носов, когда названные элементы сменяют друг

друга по простиранию. Между складками поперечного и продольного направлений существует весь ряд постепенных переходов. Диагональные разрывы с подвернутыми близ них пластами являются промежуточными формами между спаренными поперечными флексурами и складками у продольных разрывов. На рис. 25, Е показано, как по мере изменения направления разрывов и флексур от поперечного к продольному происходит «превращение» в продольные складки пары поперечных флексур путем смыкания их крыльев.

Анализ мелких структурных форм показал, что одни из них возникли в процессе сжатия, другие — в результате растяжения. К первым относятся разрывы преимущественно диагонального направления, по которым произошло сдвигание пластов и пачек пород (рис. 25, А), ко вторым — поперечные разрывы и флексуры, вызвавшие растяжение, отрывы и раздвигание пластов (рис. 25, Б). Однако многие мелкие тектонические нарушения возникли под действием последующей смены растяжения сжатием. К ним относятся структурные носы, разрывы с возвратным перемещением крыльев и большинство продольных складок (рис. 25, В).

Нагляднее всего рассмотреть образование перечисленных форм на примере разрывов с возвратным перемещением крыльев, которые характеризуются тем, что в одном крыле пласты образуют у сместителя сильный отворот, а в другом подходят к разрыву без каких-либо отклонений. При этом на обоих крыльях пласты находятся на одном уровне, как бы не испытал никакого смещения (рис. 25, Г, а). Подобные соотношения могли возникнуть только в два приема: вначале, очевидно, произошел отрыв и растаскивание пластов (растяжение — рис. 25, Г, б), а затем возвращение их в положение, близкое первоначальному (сжатие — рис. 25, Г, в). Аналогичным способом возникали структурные носы с тем лишь отличием, что рассмотренный процесс происходил без нарушения сплошности пластов (рис. 25, Г, г). На наличие сжатия после растяжения указывают отвороты концов растянутых пластов в сторону от сместителя или же взаимное межпластовое проникновение разорванных слоев вкрест его поверхности (рис. 25, Д).

Указанные явления свидетельствуют о том, что в какой-то период пласты перемещались вдоль и поперек сместителей разрывов, что возможно только в условиях всестороннего действия сил, в данном случае всестороннего сжатия. На всестороннее действие сил указывает радиальное и концентрическое расположение мелких тектонических нарушений по отношению к брахискладкам. Рассматривая последовательность действия сил, следует отметить, что растяжение почти всегда предшествовало сжатию.

Во всех случаях отвороты пластов у разрывов, по которым были возвратные движения, направлены в сторону общего падения толщ на крыльях брахискладок. По падению ориентированы все структурные носы, представляющие в разрезе антиклинали. Подобные ориентировки и соотношения указывают на то, что возникновение мелких форм происходило в условиях общего погру-

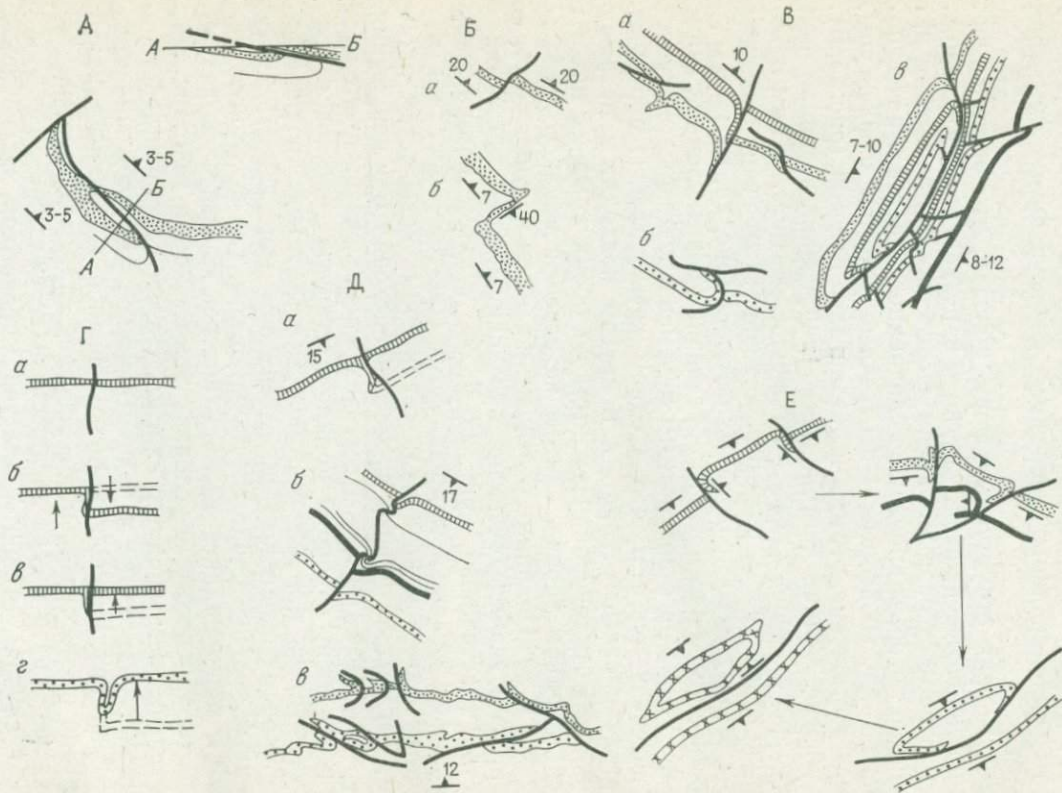


Рис. 25. Принципиальные схемы геодинамических условий образования конседиментационной структуры:

А — сжатия (надвиг); Б — растяжения (*a* — сбросо-сдвиг и *б* — флексура); В — растяжения и сжатия (*a* — разрыв с возвратным перемещением крыльев, *б* — структурный нос, *z* — продольная складка); Г — движения при образовании «возвратных» разрывов (*a*—*б*) и структурных носов (*z*); Д — тектонические нарушения, возникшие при всестороннем сжатии (*a* — отворот пласта от поверхности сместителя, *б* — взаимное проникновение пластов через поверхность разрыва, *z* — продольные складки); Е — схема последовательного преобразования пары поперечных флексур в продольную складку

жения. Важно, что возвратные перемещения по мелким разрывам и при формировании структурных носов в подавляющем большинстве случаев были равны первоначальным, раздвинувшим пласты. Это возможно только при равенстве усилий, вызвавших растяжение и сжатие толщ.

Суммируя характеристику морфологии, взаимодействий и условий образования мелких структурных элементов и их отношение к крупным складкам, можно прийти к выводу, что в процессе формирования общей тектонической структуры толщи испытывали то всесторонне продольное растяжение, то сжатие.

Радиальное и концентрическое расположение мелких тектонических форм на крыльях каждой крупной брахискладки полностью исключает их образование действием внешних горизонтальных сил. Объяснить описанные явления можно с помощью механизма трансформации вертикальных движений в горизонтальные при прохождении слоистыми толщами хорды дуги (Ю. А. Косыгин, В. А. Магницкий, 1948 г.).

Восстанавливая общую историю формирования структуры, можно отметить, что она была длительной и во многих чертах предопределилась тектоническими движениями периода осадконакопления. Именно с этим периодом связано первичное растяжение слоистых толщ, когда каждый образовавшийся на примерно горизонтальной поверхности слой, вовлекаясь в относительное поднятие или погружение соответственно над конседиментационными антиклиналями и синклиналями, испытывал всестороннее растяжение. Процесс растяжения приводил к заложению радиальных и концентрических систем разрывов. Смещение по разрывам обеих систем компенсировало растяжение. При этом направление перемещений, естественно, было близким к горизонтальному и разрывы радиального направления представлены сбросо-сдвигами, а разрывы концентрического — срывами. Обособленные ими части слоистой толщи перемещались от сводов и мульд брахиструктур, где максимально проявлялись центробежно направленные силы. Условия сжатия, скорее всего, также возникали в период конседиментационного развития структур, когда складки периодически меняли относительно друг друга свой знак. Поскольку все рассматриваемые процессы развивались на фоне общего погружения, сжатие было связано с тем, что конседиментационные антиклинали «догоняли» синклинали. Тогда возникали описанные формы сжатия, которые прежде всего приспособлялись к направлениям, созданным предшествующим растяжением, хотя местами появлялись новые самостоятельные структуры, например надвиги.

Сжатие и растяжение, вызванные трансформацией вертикальных движений в горизонтальные напряжения посредством механизма «дуга—хорда», могут объяснить различные геологические явления, как, например, послонные срывы внутри изгибаемых осадочных толщ или по границе их с фундаментом, сдвиги и надвиги вкрест простирания крупных структур и их крыльев. Возмож-

ные масштабы этих явлений определяются размерами структур и крутизной наклона крыльев. Расчеты и имеющиеся в нашем распоряжении фактические данные находятся в полном соответствии: при среднем диаметре брахискладок Тенизской впадины в 20 км и наклоне их крыльев в 10—15° максимальные перемещения по осложняющим их радиальным разрывам не превышают 500 м. Рассмотренный механизм объясняет с качественной и количественной сторон наличие отдельных продольных складок на пологих крыльях структур. Результатом его действия, скорее всего, является также широкое распространение в сводовых частях куполов, брахиантиклиналей и валов дочерних бескорневых брахиформных образований. Многократной сменой сжатия и растяжения в процессе образования слоистых толщ можно объяснить смещения их относительно друг друга на разных уровнях.

Вероятно, набор мелких конседиментационных структур не ограничивается рассмотренными типами. Отчасти конседиментационными могут быть складки поперечного коробления, широко распространенные в зонах крупных разрывов, или складки послойного течения, занимающие ядра крупных синклиналей и антиклиналей (В. В. Бронгулеев, 1949—1961 гг., Ю. А. Зайцев, 1961 г., В. А. Голубовский, 1966 г.).

Все описанные формы и сочетания, являясь неотъемлемой принадлежностью конседиментационной структуры формаций среднего и верхнего палеозоя, фиксируют тектоническую обстановку времени их образования, которая для всех формаций была однотипной — вертикальные перемещения блоков и трансформация этих движений в горизонтальные напряжения. Структурообразующее влияние первых приводит к возникновению глыбовых складок облекания, флексур и новых складок, вторых — к формированию мелких складок продольного коробления и истечения и сопровождающих их разнообразных систем небольших разрывов. Проявленность мелкой складчатости целиком связана с составом, расслоенностью, мощностью формаций. Складчатость продольного коробления наиболее проявлена в тонкорасслоенных парагенерациях карбонатно-терригенного состава, складчатость течения характерна для тонкорасслоенных карбонатных. Грубослоистые и массивные парагенерации любого состава обычно лишены мелко складчатых деформаций.

Униформизм движений земной коры исключает возможность использования формаций для реконструкции кинематических параметров. Динамические различия во время накопления формаций могут быть установлены только посредством анализа темпа накопления и выраженности конседиментационной структуры.

ГЛАВА 10
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ
НА БАЗЕ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Изучение геологической истории подразумевает три главных элемента — восстановление последовательности, взаимосвязи и причинности событий. Общие или частные представления о геологической истории рассматриваемых в главе регионов (Центрального Казахстана, Тургая и Мугоджар) возникали нередко в результате мало связанных между собой стратиграфических, регионально-тектонических, палеогеографических или иных исследований. Специального изучения истории по существу не было, хотя к настоящему времени накопилось большое количество схем «этапизирующих» геологическую историю. Особенно их много для запада Центрального Казахстана. Все исследователи рассматривали историю регионов в рамках простой эволюционной системы — «геосинклиналь—платформа». Расхождения заключались в разграничении этапов, их дробном расчленении и оценке. Для всех представлений о периодизации характерна их схематичность. Исключением являются разработки автора (1966 г.) и О. А. Мазаровича [25]. Большинство исследователей герцинский этап развития начинает с девона, а некоторые со среднего (Д. Г. Сапожников, 1948 г.; Ю. А. Зайцев, 1961 г.; [31]) или даже с позднего (П. Н. Кропоткин, 1950 г.) девона. Н. Г. Кассин (1934 г.) начинает герцинский этап с раннего, а А. В. Пейве и В. М. Синицын [32] с позднего силура. Методическая несостоятельность подобных перемещений понятна: разграничение этапов не может смещаться во времени, приспособляясь к геологическим событиям того или иного региона, так как произвольное начало исключает возможность сравнения. Смена каледонского и герцинского этапов в соответствии с тектонотипом Западной Европы проходит в конце силура — начале девона. Завершение герцинского развития приходится на конец палеозоя — начало мезозоя [5]. Перемещение рубежей приводит нередко к деформации истории за счет упущения этапов, не охарактеризованных осадками. Последнее случилось с западом Центрального Казахстана. По этой же причине неопределенные моменты имеются также в трактовке развития Мугоджар. Общеизвестно эти области относятся к различным историко-тектоническим категориям: герцинидам и каледонидам, граница между ними проводится по осевой зоне Тургая. Между тем с позиций формационного анализа различия не столь очевидны, а в геологической истории регионов имеется много сходных черт.

Формации среднего и верхнего палеозоя Тургая и Мугоджар описаны В. Е. Руженцевым (1948 г.), И. В. Хворовой [45] А. А. Петренко (1955 г.), Н. И. Леоненко (1955 г.), Х. С. Розман (1956—1962 гг.), Г. И. Водорезовым (1960 г.), С. И. Ивановым (1962 г.), А. К. Замореновым [18], В. М. Изотько (1964 г.),

Е. А. Мазиной и О. К. Ксенофоновым (1963 г.), А. А. Абдулиным [1], Е. Л. Бойцовой и др. (1965 г.), В. С. Бочкаревым (1965 г.), В. Ф. Беспаловым (1965 г.), Г. С. Поротовым и др. (1966 г.), А. И. Ивлевым и др. (1966 г.), С. Б. Бакировым и др. (1970 г.), В. Г. Кориневским (1969—1971 гг.), Л. И. Киселевым и др. (1969 г.). Большую информацию содержит сборник «Геология Тургайского прогиба...» [12]. В соответствии с этими и многими другими описаниями, а также по личным наблюдениям, средний и верхний палеозой этих регионов характеризуется формациями, во многом сходными с формациями запада Центрального Казахстана. Однако есть и отличия, которые касаются низов разреза.

В пределах Тургая и Мугоджар могут быть выделены два структурно-формационных комплекса: нижний (силур—средний девон) локально распространен в Сакмарской и Зеленокаменной зонах Мугоджар и на западе Кустанайской зоны Тургая; верхний (средний девон—пермь) имеет более широкое площадное распространение (рис. 26).

Нижний структурно-формационный комплекс представлен морской кремнисто-терригенно-вулканогенной суперформацией, в которой различаются подводная андезито-базальтовая и кремнисто-терригенная формации. В своей характеристике терригенные формации приближаются к морской молассе (грубообломочная сероцветная парагенерация) и граувакке (среднеобломочная сероцветная парагенерация). В Сакмарской зоне крупнообломочная парагенерация местами приобретает облик олистостромы (С. В. Руженцев, И. В. Хворова, 1974 г.). Структурно-формационному комплексу свойственно множество перерывов. С учетом широкого распространения гипербазитов этот комплекс многими исследователями относится к офиолитовой формации. Отдельные его субформации очень близки таковым из континентальной терригенно-вулканогенной суперформации Центрального Казахстана. Например, андезито-базальтовая суперформация Зеленокаменной и Кустанайской зон является полным аналогом таковой в основной подводной формации (II.2) Сарысу-Тенизского водораздела.

Верхний структурно-формационный комплекс в пределах Тургая и Урало-Тобольской зоны Мугоджар имеет строение, аналогичное строению в западных частях Центрального Казахстана. Повсеместно он лежит с несогласием на образованиях докембрия и нижнего палеозоя. Для него характерно более раннее появление континентально-морской и галогенно-терригенно-карбонатной суперформации — франский ярус, и присутствие в визе-намюре Кустанайской зоны морской вулканогенной формации андезитового состава, а в верхнем карбоне и перми — наземной вулканогенной формации контрастного типа. Размещение, взаимоотношение и насыщение структурно-формационных комплексов Тургая и Мугоджар изображено на рис. 26, 27. Общность верхнего структурно-формационного комплекса Восточных Мугоджар, Тургая и запада Центрального Казахстана определяет близость этих регионов и подтверждает мнение Н. Г. Кассина (1950—1952 гг.) о

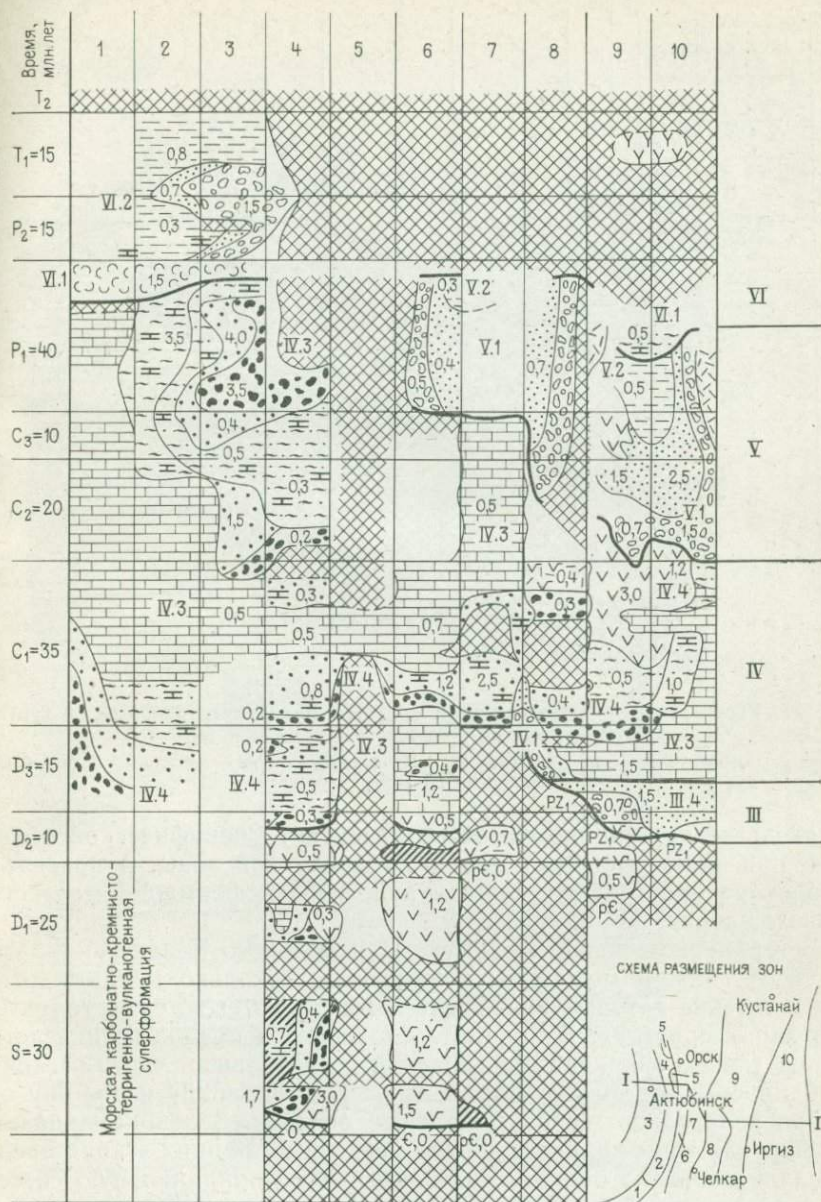


Рис. 26. Схема размещения суперформаций среднего и верхнего палеозоя Тур-
гая и Мугоджар

Регионы: 1—Южно-Эмбенское поднятие, 2, 3—зона Предуральского краевого прогиба (2—Западное Примугоджарье, 3—Актобинское Приуралье), 4—Сакмарская зона, 5—Уралтау, 6—Зеленокаменная зона, 7—Урало-Тобольская зона, 8—Ирғизская зона, 9—10—Кустанайская зона (9—запад, 10—восток).

Условные обозначения см. на рис. 22

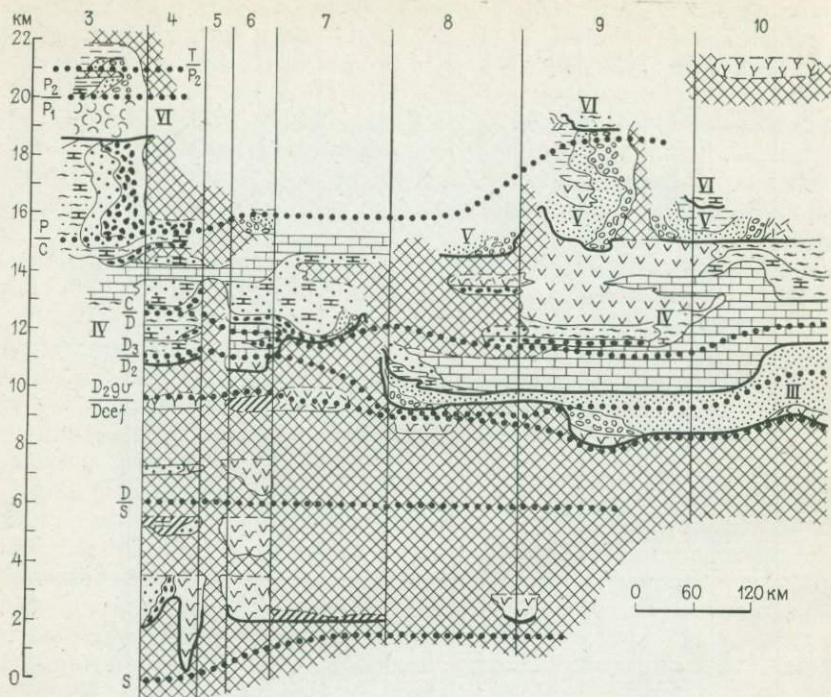


Рис. 27. Распределение суперформаций среднего и верхнего палеозоя в Тургае и Мугоджарах по профилю I—I (см. рис. 26)

Условные обозначения см. на рис. 22. Пунктирные линии — изохроны. Регионы см. на рис. 26

их сходстве на герцинском этапе развития. Специфической областью при этом выступает запад Кустанайской зоны, в пределах которой распространена мощная андезитовая формация морского происхождения.

В герцинском развитии запада Центрального Казахстана, Тургая и Мугоджар может быть намечено несколько крупных этапов, в течение которых различные зоны имели свою самостоятельную характеристику. В конце каледонского и начале герцинского этапов (конец ордовика—эйфельский век) большая часть региона находилась в состоянии орогена (рис. 28). К западу и востоку от нее располагались геосинклинальные области. Зеленокаменная и Сакмарская зоны крайнего запада региона на ранних этапах представляли собой по общему признаку эвгеосинклинальную систему с офиолитовой суперформацией. Возможно, что в это время существовала самостоятельная меридиональная зона такого же типа в осевой части Тургая. С востока к орогену примыкала Джунгаро-Балхашская многогеосинклинальная система, внешняя зона которой была отгорожена цепью хребтов на месте Ниязских, Тектурмасских, Атасу-Моинтинских и Чу-Илийских гор. Таким образом, ороген с востока обрамлялся узким прогибом в пределах ко-

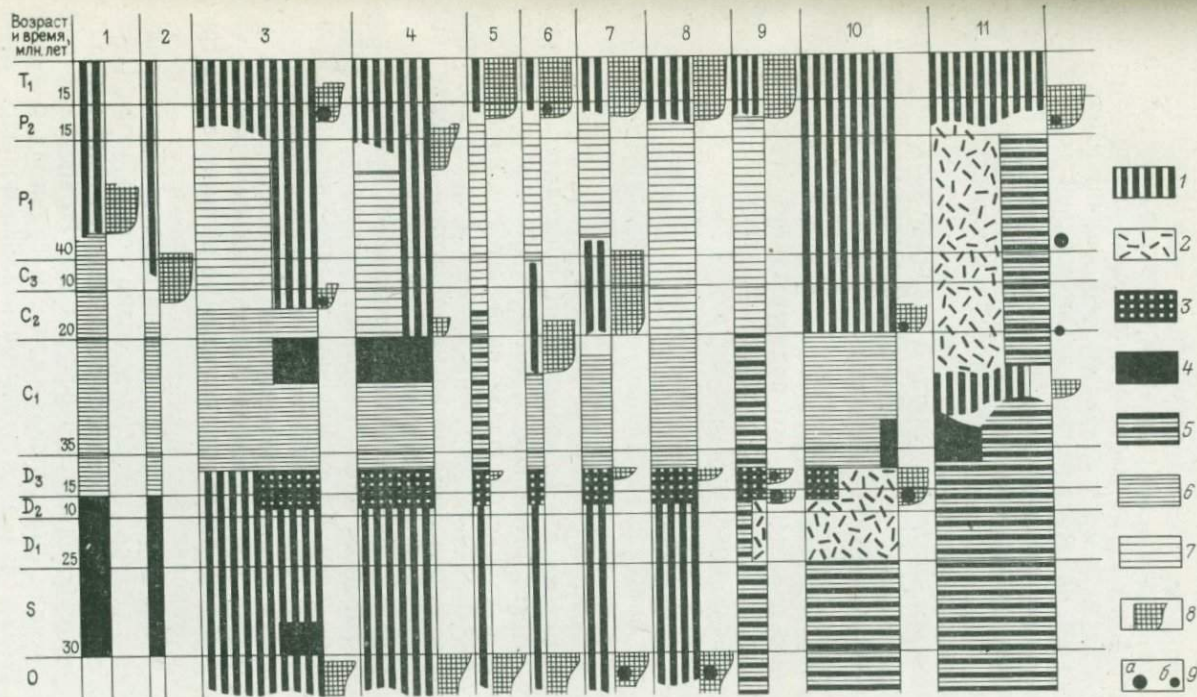


Рис. 28. Основные этапы средне-позднепалеозойской истории Центрального Казахстана, Тургай, Мугоджар:

1 — интенсивное воздымание (отсутствие накопления), 2 — слабое и умеренное воздымание — кислый и средний магматизм (накопление континентальной терригенно-вулканогенной суперформации), 3 — состояние тектонической дифференциации (накопление континентальной вулканогенно-терригенной суперформации), 4 — интенсивное опускание (накопление морской кремнисто-терригенно-вулканогенной суперформации), 5 — интенсивное опускание (накопление континентально-морской терригенной и континентально-морской галогенно-терригенно-карбонатной суперформаций), 6 — умеренное опускание (накопление континентально-морской галогенно-терригенно-карбонатной суперформации), 7 — слабое и умеренное опускание (накопление континентальной галогенно-терригенной и континентальной галогенно-карбонатно-терригенной суперформаций), 8 — фазы складчатости, 9 — гранитоидный магматизм (а — интенсивный, б — слабый). Регионы: 1—3 — Мугоджары (1 — Сакмарская зона, 2 — Зеленокаменная зона, 3 — Урало-Тобольская зона), 4 — Тургай (Кустанайская, Иргизская зоны), 5—11 — Центральный Казахстан (5 — Большой Каратау, 6 — Малый Каратау, 7 — Кирейское поднятие, 8 — Кокчетавское, Арганатинское, Карсакапское, Чуйское поднятия, Тенизская, Джекказганская, Чуйская впадины, 9 — центр и юг Сарысу-Тенизского поднятия, 10 — зона вулканического пояса деформации, 11 — Северное Прибалхашье)

того накапливалась континентально-морская терригенная суперформация в составе морской молассы, граувакки, флиша, грубой и тонкой красноцветной континентальной молассы. Набором преобладающих накоплений этот прогиб ближе всего отвечает понятию миогеосинклинали. Своей морфологией, несмотря на изогнутость в плане, он сходен с прогибами ортогеосинклиналичного типа: Его внутренняя структура была сложной, однако реконструировать строение в деталях сейчас невозможно. Значительная мощность выполняющей прогиб континентально-морской терригенной суперформации свидетельствует об интенсивности погружения: средняя скорость опускания ложа составила 120—150 м за миллион лет. Точное время заложения прогиба неизвестно. Косвенные данные (распространение вдоль края толщ среднего ордовика, структурный план которых несколько отличается от структуры континентально-морской терригенной суперформации) указывают на то, что заложение его приходится на карадокский век. Нахождение в бортовых частях прогиба морской молассы свидетельствует о постоянно высокой тектонической активности как самого прогиба, так и его окружения, что подтверждается также наличием большого числа краевых несогласий. Внутренние зоны прогиба таких несогласий лишены.

Состав и строение континентально-морской терригенной суперформации несут непрерывную информацию о времени возникновения и развития орогена. Появление в составе суперформации грубых накоплений из обломков пород докембрия, кембрия, нижнего и среднего ордовика, свидетельствующих о тектонической активизации области сноса и о ее воздымании, приходится на начало ашгильского, может быть, конец карадокского веков. Эти события совпадают с таконской фазой складчатости каледонид в Шотландии. Думается, что именно этим временем следует датировать перемену в тектоническом развитии области — превращение ее в ороген. Однако наиболее энергичное воздымание произошло в конце ашгильского — начале лландоверийского веков, с чем связано появление мощных пачек валунных конгломератов, образующих морскую молассу. Ее ритмичное строение связано с пульсационным характером становления орогена. Таким образом, представления о существовании в течение силурийского периода на месте западной части Центрального Казахстана пенеплена ошибочны, поскольку вблизи пенеплена немыслимо возникновение грубообломочных парагенераций.

Существенный эпизод в развитии региона представляет возникновение на рубеже силура и девона вулканического пояса Центрального Казахстана, в зоне которого образовалась континентальная терригенно-вулканогенная суперформация. В пределах рассматриваемого региона она расположилась в границах силурийского прогиба. Тесная связь между континентально-морской терригенной и континентальной терригенно-вулканогенной формациями свидетельствует о том, что вулканогенные процессы не предварялись воздыманием и появившиеся на месте прогиба горы пер-

воначально имели исключительно вулканическую природу. Они припаялись к тектонической горной стране. Только в среднем девоне произошло воздымание области вулканизма и общее смятие осадочных и вулканогенных образований силура и девона. Следовательно, возникший в силуре—девоне вулканический пояс Центрального Казахстана имеет совершенно новую структурную и историческую позицию, чем та, которая представлялась ранее. Напомним, что вулканический пояс был обособлен А. А. Богдановым [6] в качестве самостоятельного элемента палеозойской тектонической структуры Центрального Казахстана, возникшего на стыке областей различной геологической истории: каледонского срединного массива Казахстана и Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинальной области. Придавая большое значение высокой концентрации и значительной длительности процессов наземного вулканизма (и магматизма в целом), А. А. Богданов все же основное внимание в определении понятия обращал на пограничное (краевое) положение вулканического пояса и время его возникновения — начало консолидации каледонид.

Детальное рассмотрение историко-структурной позиции пояса (В. А. Голубовский, 1975—1979 гг.) показало его принадлежность герцинидам и отсутствие какой-либо связи с процессами становления каледонид. Вулканизм пояса предвещает складчатость ранних герцинид, возникших в среднем девоне по периферии Джунгаро-Балхашской миогеосинклинали. В схеме тектоно-магматической периодизации развития геосинклиналей Г. Штилле (1940 г.) вулканизм девонского пояса более всего отвечает сумме понятий орогенного и субсеквентного, завершающих геосинклинальное развитие. Однако прямое отождествление здесь невозможно, так как проявления силуро-девонского магматизма начались задолго до орогенических событий. Его начальные этапы в полном смысле могут быть названы предорогенным вулканизмом, который, однако, не является инициальным вулканизмом эвгеосинклиналей, ибо проявился он на значительной стадии развития миогеосинклинального прогиба. В тектоническом смысле, таким образом, палеозойский вулканизм Центрального Казахстана пока представляется уникальным, не укладывающимся в стандартные представления магматической эволюции геосинклиналей.

На раннем этапе герцинского периода, запад Центрального Казахстана, Тургай и Восточные Мугоджары тектонически представляли единый элемент, для которого было свойственно состояние общего орогена. Геосинклинальные системы по обе стороны от него (Сакмарская и Джунгаро-Балхашская) существенно отличались этапностью развития и магматизмом.

Следующий этап в развитии региона начинается в живетском веке (см. рис. 28). Его специфической особенностью является дифференциация области, вызванная глыбовыми движениями — в пределах некогда единого орогена возникли крупнейшие участки опускания и накопления континентальной молассы. Глыбовые движения на начальной стадии сопровождались вспышками щелочно-

земельного, а на завершающих — щелочного вулканизма. Огромные мощности молассовых комплексов и сравнительно небольшая продолжительность их формирования указывают на чрезвычайную интенсивность тектонических процессов: в областях седиментации возникали контрастные конседиментационные структуры. Скорость опускания достигала 500 м за миллион лет. Этап тектонической дифференциации нашел отражение на всей рассматриваемой территории, исключая Зеленокаменную и Сакмарскую зоны Мугоджар, в пределах которых никакими специфическими явлениями ни начало, ни конец этапа пока не зафиксированы. Зона ранних герцинид на востоке Джунгаро-Балхашской области испытала в этот этап складчатость, создавшую единый структурный план всех комплексов от верхнего ордовика по средний девон.

Предложенная интерпретация живет-франского развития региона принципиально нова. Общеизвестно, что этот период характеризовался только как орогенный. В действительности с его наступлением произошла тектоническая дифференциация и на месте единой горной страны возникли обширные участки аллювиально-озерных равнин.

Наступление следующего этапа связано с началом фаменско-го—концом франского веков и характеризуется относительным успокоением и общим опусканием, на нивелирующем фоне которого наблюдается отчетливая дифференцированность региона: зонами наиболее активного погружения являлись области Большого Каратау, Сарысу-Тенизского водораздела, юга Тенизской впадины. Противостоящими им участками медленного погружения были области Малого Каратау, Кирейского и Карсакпайского поднятий. В начальную стадию этого этапа в направленности движений имеется отчетливая преемственность от предыдущего этапа развития. Большие разногласия вызывает оценка типа тектонического режима всего региона на этом этапе. Представляющие его суперформации обладают сложной ассоциацией формационных типов и не позволяют сколько-нибудь однозначно определить по ним общий характер режима региона, разным участкам которого была свойственна различная активность. Морфологические особенности территории седиментации сближают ее с парагеосинклиналью. Общая высокая тектоническая активность выражена значительными мощностями, существенной их дифференциацией и ярко выраженной конседиментационной структурой. Суммарная мощность разрезов достигает 7—10 км, а амплитуда конседиментационных складчатых сооружений составляет 1—2 км. Учитывая эти особенности, целесообразно использовать для обозначения этапа в целом термин «субгеосинклинальный». Его связь с геосинклинальным режимом более естественна еще и потому, что завершился он процессом горообразования и общей складчатости. Вряд ли сочетание приведенных характеристик может быть использовано для того, чтобы обосновать большую принадлежность тектонического режима платформенному, нежели геосинклинальному.

Субгеосинклинальный этап распадается на три стадии, обозначенные накоплением соответствующих суперформаций. Первая стадия характеризуется состоянием, способствовавшим накоплению континентально-морской галогенно-терригенно-карбонатной суперформации, неодновременное начало образования которой указывает на постепенность тектонических преобразований, предшествовавших становлению субгеосинклинального этапа. Скорости погружений в эту стадию колебались от 50 до 200 м за миллион лет. Кустанайская зона Тургая на этой стадии представляла собой зону эвгеосинклинального типа. Слагающая ее морская андезитовая формация визе-намюра сходна с одновозрастными образованиями Магнитогорского синклиория — типоморфной эвгеосинклинали герцинского времени. В целом на фоне общего субгеосинклинального развития региона в раннюю стадию по стилю формационного насыщения и тектонической активности в его пределах можно выделить зоны, которые могут в общеприняемом понимании характеризоваться как эвгеосинклинальные (Кустанайская, Иргизская) и миогеосинклинальные (Большой Каратау, Сарысу-Тенизский водораздел).

Средняя стадия этапа характеризуется накоплением континентальной молассы. Большинство геологов связывают ее возникновение с орогенными движениями, равнозначными движениям этапа образования девонской молассы. Между тем, начало стадии, приходящееся на конец намюра, характеризовалось событиями двух планов. На западе Центрального Казахстана, а возможно, и в других областях седиментации произошло сильное замедление опусканий, вызвавшее общую регрессию раннекаменноугольного моря. Средняя скорость опускания составляла всего 25—30 м за миллион лет. В зоне ранних герцинид возникли крупные горные сооружения. Отдельные горные хребты появились также в районах Малого Каратау, севера Сарысу-Тенизского водораздела, в Тургае и в Восточных Мугоджарах. За пределами этих горных систем степень дифференцированности тектонических движений была невелика.

Завершающая стадия субгеосинклинального этапа на западе Центрального Казахстана и в Тургае характеризуется накоплением континентальной галогенно-карбонатно-терригенной суперформации, появление которой отражает ускоренное погружение и общие трансгрессивные тенденции седиментации с конца ранней перми. Скорость погружения менялась от 50 до 150 м за миллион лет. Орогеническая ситуация продолжала, вероятно, существовать в зоне девонского вулканического пояса и в отдельных участках Тургая и Восточных Мугоджар. С этой стадии прекращается геосинклинальное развитие Сакмарской и Зеленокаменной зон Мугоджар, на месте которых возникли горные сооружения, а слагающие их толщи среднего палеозоя были смяты. Общая картина развития осложнялась пульсационным характером движений в разных областях. Величина горных систем и активность движений в зоне вулканического пояса были незначительными. В конце этапа

горные сооружения здесь были сивелированы полностью. Напротив, в Тургае и Мугоджарах горные системы в это время приобрели наибольшую выраженность.

Последний этап герцинской истории совпадает с концом палеозоя—началом мезозоя. В пределах запада Центрального Казахстана, Тургая он ознаменовался новым общим орогенезом и складчатостью почти при полном отсутствии магматической деятельности. Этот этап именуется нами этапом общей складчатости. В Восточных Мугоджарах он сопровождался интенсивным гранитоидным магматизмом. В области ранних герцинид он продолжил орогенез, начавшийся в среднем карбоне.

Тектоническая периодизация герцинской истории западных частей Центрального Казахстана рассматривалась нами на материале Эскулинского купола и его обрамления (В. А. Голубовский, 1966—1971 гг.). Дальнейшие исследования позволили уточнить, развить и дополнить первоначальные представления. Прежде всего, выделен длительный этап общего орогена (ашгилий—эйфель ≈ 70 млн. лет). По-инному представлен следующий кратковременный этап тектонической дифференциации региона (живет—фран ≈ 10 —15 млн. лет). Субгеосинклинальный этап развития (фамен — конец перми ≈ 130 млн. лет) по общей направленности тектонических движений подразделен на три стадии: раннюю — интенсивного погружения (фамен — намюр ≈ 40 млн. лет), среднюю — замедленного погружения (средний карбон — ранняя пермь ≈ 60 млн. лет) и позднюю — умеренного погружения (кунгур — поздняя пермь ≈ 30 млн. лет). В герцинской истории региона подтверждено наличие заключительного этапа общей складчатости.

На основе анализа структурно-формационных комплексов выявляется идентичность развития запада Центрального Казахстана, Тургая и Восточных Мугоджар, что позволяет ограничить обширный регион однотипной герцинской истории от Зеленокаменной зоны Мугоджар до Джунгаро-Балхашской области. Этот регион после таконской складчатости не был превращен в платформу, но прошел сложный цикл развития с возвратом к близко геосинклинальным, а затем орогенно-складчатым условиям. Если оценивать историко-тектоническую принадлежность по времени завершающей складчатости, то этот регион в целом должен считаться поздними герцинидами, поскольку складчатость, завершившая его активное развитие, приходится на конец палеозоя — начало мезозоя. Кратковременные эвгеосинклинальные условия Кустанайской зоны и энергичный гранитоидный магматизм позднего палеозоя в Восточных Мугоджарах нарушали целостность региона.

Естественно отчленяется Джунгаро-Балхашская геосинклиналь, внешнюю зону которой следует отнести к ранним герцинидам с магматизмом «вулканического пояса девона». Сакмарско-Зеленокаменная полоса Мугоджар и внутренняя зона Джунгаро-Балхашской геосинклинали должны быть отнесены к «средним» герцинидам, складчатость в которых приходится на средний кар-

бон — пермь. Полная картина стадийности развития всех зон рассмотренного региона с отображением индивидуальных особенностей показана на рис. 28, на котором пропорционально учтены соотношения между шириной отдельных зон. В развитии рассмотренных областей намечается своеобразное взаимовлияние. Таконская складчатость и состояние общего орогена в западных частях Центрального Казахстана сопровождались интенсивным погружением и осадконакоплением в Джунгаро-Балхашской многоосинклинали, геосинклинальный режим внешней зоны которой отмирает в среднем — позднем девоне: здесь, по-видимому, проявилась закономерность последовательной миграции складчатости к внутренним частям геосинклиналей (С. Н. Бубнов, 1935 г.). Складчатость и магматизм, вызвавшие становление ранних герцинид, отразились на западе Центрального Казахстана в этапе тектонической дифференциации. Отмирание геосинклинального режима в Джунгаро-Балхашской области (средний карбон — пермь) поддерживало субгеосинклинальные условия на западе Центрального Казахстана. Подобная взаимосвязь, по-видимому, не случайна.

Герцинская история регионов не может быть представлена в качестве единого этапа под любым из предлагавшихся наименований: полуплатформенный — Д. Г. Сапожников (1948 г.); вторичный геосинклинальный в силуре — нижнем карбоне и остаточного-геосинклинальный в среднем карбоне — перми — А. В. Пейве, В. М. Синицын [32]; парагеосинклинальный — В. В. Белоусов (1954 г.); орогенный или орогенический — А. А. Богданов (1954 г.); собственно орогенный в нижнем — верхнем девоне, субгеосинклинальный или многоосинклинальный в верхнем девоне — перми, общего складкообразования в конце палеозоя — начале мезозоя — В. А. Голубовский (1966 г.); квазиплатформенный — Ю. А. Зайцев, Ю. Ф. Кабанов (1966 г.); орогенный, состоящий из пяти этапов, — О. А. Мазарович [25]; квазиплатформенный, на Сарысу-Тенизском водоразделе — многоосинклинальный — Ю. А. Зайцев (1972 г.). Их развитие свидетельствует о том, что, кроме простой схемы превращения «геосинклиналь — платформа», существуют сложные многостадийные эволюционные системы. Изучение подобных систем на других примерах позволит раскрыть возможные варианты преобразования земной коры.

Тектоническое развитие регионов дает возможность подойти к оценке соотношений в известной триаде геосинклиналь — ороген — платформа, в которой самостоятельность и значение орогенного состояния до сих пор остается не ясными. Наши исследования показали, что геосинклинальный и орогенный режимы выступают как противоположные элементы активной составляющей энергетического баланса земной коры, и вместе они противостоят платформенному режиму, олицетворяющему пассивную часть этого баланса. Изученные примеры показывают, что в соотношении тектонической активности значительный перевес находится на стороне орогенного режима, по интенсивности движений превышающего геосинклинальный в два-три раза. Прочие примеры, очевид-

но, должны показать, насколько эти соотношения обычны и закономерны. Думается, что на пути этих исследований находится решение таких крупных проблем, как установление типов геосинклинальных, орогенных и платформенных режимов по их продолжительности, напряженности, стадийности, последовательности возникновения и масштабу проявления.

ГЛАВА 11

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ПОИСКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Роль формационных исследований в процессе поисков полезных ископаемых велика и возрастает с каждым днем.

Необходимость взаимоувязанного изучения формаций и полезных ископаемых диктуется ситуацией настоящего времени, поскольку практически вся поверхность земли уже обследована и перспективы связаны только с глубокими, необнаженными горизонтами. Естественно, при этом обоснованность прогнозов будет тем полнее, чем больше знаний о генетических связях самого полезного ископаемого и заключающих его формаций. И тем не менее этому аспекту очень часто уделяется недостаточное внимание. Большинство существующих описаний полезных ископаемых сконцентрированы на самих месторождениях и не рассматривают должным образом содержащие их комплексы. В практике производственных организаций поисковые работы проводятся в отрыве от изучения формаций. При этом концепции относительно генезиса полезного ископаемого создаются также зачастую обособленно и без учета происхождения вмещающего окружения. Собственно говоря, любое полезное ископаемое ничем не отличается от прочих минеральных и породных образований, так как «полезность» определяется только потребностью человека. Кроме того, полезные ископаемые всегда находятся в той или иной формации. Поэтому изучение их не может быть обособлено и должно подчиняться принципам и приемам формационных исследований.

В общем виде полезные ископаемые могут быть по отношению к формациям син- и эпигенетичными. Первые возникают вместе с образованием формации. Вторые появляются в теле формации позже. В первом случае полезное ископаемое подчиняется прежде всего генетическим закономерностям, а затем уже регенерационным, хотя влияние преобразований может стирать в значительной мере первичные связи. Во втором — полезное ископаемое подчинено в равной мере как особенностям первичного строения и состава формаций, так и особенностям их постседиментационных превращений. Способность полезных ископаемых эпигенетического происхождения использовать и приспосабливаться к сингенетическим свойствам формаций вместе с явлениями регенерации сильно затрудняет конкретную диагностику. Здесь нужны

очень прецизионные работы и не случайно генезис многих месторождений дискуссионен, что большей частью обусловлено разрозненностью и обособленностью исследований. Опыт показывает, что сингенетичные полезные ископаемые обладают закономерностями (строение, распространение, зональность залежей и др.), согласующимися со всем комплексом генетических признаков формаций, тогда как эпигенетичные — большей частью, пересекают границы формационных элементов или избирательно приспосабливаются к какому-либо одному свойству. Изучение полезных ископаемых на основе и в связи с формационными исследованиями — настоятельная необходимость, которая может обеспечить обоснованные прогнозы и направления поисков.

К среднему и верхнему палеозою западной части Центрального Казахстана приурочены месторождения меди, полиметаллов и марганца, залежи солей и угля. Однако перспективы региона на эти виды полезных ископаемых весьма неопределенны. Между тем формационный анализ позволяет дать общую оценку, составить прогнозы и определить конкретные направления поисков.

Типы моласс и месторождения меди *

Парагенетическая связь медистых песчаников с красноцветными континентальными комплексами известна. Однако конкретные поисковые критерии месторождений меди определяются точкой зрения исследователей на их генезис. Последователи гидротермальной гипотезы — К. И. Сатпаев, С. Ш. Сейфуллин, П. Т. Тажибаева и другие — рекомендуют к поискам узлы пересечения глубинных разломов или местонахождения погребенных интрузий. Сторонники осадочного происхождения месторождений — В. М. Попов, Л. Ф. Наркелюн, Г. Д. Младенцев, В. Д. Шутов, И. П. Дружинин и др. определяют направление поисков палеогеографическими реконструкциями. Здесь наметились две концепции: В. М. Попов связывает образование месторождений с древними заливами и лагунами. В. Д. Шутов и И. П. Дружинин — с подводными частями ископаемых дельт. Аргументации в пользу каждой гипотезы о природе оруденения содержатся в многочисленных работах. Из всех закономерностей общепризнано устойчивое тяготение оруденения к сочетанию красноцветных и сероцветных типов пород. Для полностью сероцветных или красноцветных толщ оно не свойственно. Они содержат медь в концентрациях, не превышающих кларковые, и только в редких случаях отмечается увеличение содержания до сотых долей процента. Сероцветные породы в молассовых комплексах имеют различную фаціальную принадлежность — озерную, подводно- и субаэральнодельтовую, при этом повышенное содержание меди отмечается в отложениях каждой фации, но значительных (промышленных) концентраций

* Раздел написан совместно с Т. Н. Голубовской.

оно достигает только в последних двух. Исследования автора и Т. Н. Голубовской позволили выявить некоторые особенности локализации оруденения в зависимости от фациальной принадлежности содержащих его отложений.

Медное оруденение в отложениях застойных озер, представленных мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, встречается только в тех случаях, когда эти отложения образуют маломощные (десятки сантиметров — метры) небольшие (до десятков квадратных километров) линзы среди красноцветных отложений временных озер. Для него характерны низкие содержания меди (сотые, десятые доли и редко 1—2 %) и равномерное распределение оруденения. К этому типу относится большинство рудопроявлений в верхнем палеозое Атбасарского района — Владимировское, Третьяковское, Борисовское и в бассейне р. Терсаккан и многие рудопроявления в девонской молассе Сарысу-Тенизского водораздела. Если отложения застойных озер образуют мощные (десятки и сотни метров) пачки значительного площадного распространения (сотни квадратных километров), участков локализации медного оруденения в них не отмечается. Примером могут служить сероцветные отложения обширных застойных озер сарыадырской, кирейской, владимировской и других свит. Сероцветные отложения подводнодельтовой фации, представленные разнозернистыми массивными и горизонтально-слоистыми песчаниками с крупными остатками растений, вмещают рассеянное медное оруденение, не образующее концентрированных залежей с высоким содержанием металла: содержание меди в рудах этой фации обычно не выше 2,5 %. Поскольку подводнодельтовые отложения тесно связаны с отложениями застойных озер и вместе с ними образуют выдержанные по площади пласты и пачки, приуроченному к ним оруденению также свойственна значительная площадная распространенность.

С подводнодельтовой фацией связаны рудные залежи рудопроявлений и месторождений в самых низах таскудукской свиты Джекказганского рудного узла — Талдыбулак, Копкудук, Карашошак, Кипшакпай, Сарыоба, Итгауз, Шилисай, Бесентисай, Адельбексай (табл. 1). Располагаются они непосредственно выше морских отложений верхнебелёутинских слоев. Сероцветные отложения обводненных участков сухих дельт, представленные разнозернистыми грубокослоистыми песчаниками, образующими линзы вложенного залегания, расслоенные пачками красно-бурых алевролитов, аргиллитов и песчаников фации временных озер, содержат медное оруденение как в рассеянном виде, так и в высоких концентрациях.

Форма залежей, по данным Л. Ф. Наркелюна, Г. Д. Младенцева, А. Д. Гостева (1960—1970 гг.), нередко вытянутая — ленточная, повторяющая форму пластов песчаников, сформировавшихся в древних руслах. Медные руды, приуроченные к отложениям этой фации, локализуются на сравнительно небольших участках. К ним относится оруденение в верхней половине таскудук-

Размещение оруденения в верхнепалеозойской молассе
Джезказганского района

Рудоносные горизонты		Месторождения и рудопроявления																		
		Джезказган	Акчий	Спасское	Таскудук	Соркудук	Джаргас	Каракингир	Сарыоба	Иттауз	Кипшакай	Карашолак	Талдыбулак	Колкудук	Пектас	Джезды	Шилсай	Адельбексай	Бесенгисай	Кельдыбек
9 8 7 6 5 4	Джезказганская	+	+	+	+															
		+	+	+	+															
		+	+	+	+															
		+	+	+	+															
		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
3 2 1	Таскудук- ская	+	+				+						+	+	+	+	+	+	+	

ской свиты и во всей джезказганской свите на месторождениях и рудопроявлениях Джезказган, Спасское, Джаргас, Таскудук, Соркудук, Каракингир, Акчий и Джезды, Пектас на рудопроявлениях нижней части терсакканской свиты — Кенен, Бидаяк, рудопроявлениях дайринской толщи в северной части Сарысу-Тенизского водораздела.

Намеченные особенности в ассоциации медного оруденения с отложениями различных фаций определяют общие перспективы красноцветных комплексов региона: наибольший интерес представляют накопления субформации сухой дельты. Этот вывод принципиально и по-новому ориентирует поисковые работы. Вместо прежних рекомендаций о первостепенной важности окраинных частей палеобассейнов наше заключение обращает внимание на внутрэнные зоны областей накопления формаций пролювиально-аллювиальной озерной равнины.

Другим важнейшим обстоятельством в оценке перспектив красноцветных моласс на медное сырье является темп их формирования, определяемый синседиментационной тектонической активностью. В этом отношении показателен сравнительный анализ девонской и верхнепалеозойской моласс.

Месторождения медистых песчаников находятся в верхнепалеозойской молассе. В девонской молассе их существенные концентрации не установлены, и все проявления носят характер ми-

нерализации как по концентрации, так и по запасам, хотя обе молассы имеют близкую фациальную характеристику и в каждой отчетливо обособляются пролювиальная и аллювиально-озерная субформации. Субформация сухой дельты наиболее представительна в верхнепалеозойской молассе — район Джекказгана, р. Терсаккан. В девонской молассе она редуцирована за счет того, что фациальные комплексы конечных выносов временных водотоков сильно рассредоточены по вертикали и латерали. В обеих молассах ведущее место принадлежит аллювиально-озерной субформации. Насыщающие ее песчаники в девоне имеют меньшую степень структурной и минералогической зрелости, чем их гранулометрические эквиваленты из верхнего палеозоя. В верхнепалеозойских красноцветах широко проявлена карбонатность пород, не характерная для красноцветов девона. Породам верхнего палеозоя свойственно более широкое распространение тонкослоистых текстур, нежели их гранулометрическим аналогам из молассы девона, хотя принципиально типы текстур тех и других не отличаются. Пролувиальная субформация в девонской молассе пользуется более широким распространением, чем в верхнепалеозойской. Для грубой молассы девона характерно широкое распространение глыбовых, валунных и крупногалечных конгломератов, редко встречаемых в грубой молассе верхнего палеозоя. Озерная субформация обеих моласс имеет существенные отличия: в нижней молассе она представлена в основном глубоководными накоплениями, в верхней — накоплениями, сформированными на незначительной глубине. В целом для девонской молассы свойственно распространение крупно- и среднеобломочных парагенераций и почти полное отсутствие парагенераций тонкообломочных и карбонатно-терригенных. Напротив, моласса верхнего палеозоя представлена полным набором красноцветных парагенераций вплоть до карбонатно-терригенной. Верхнепалеозойская моласса характеризуется более ясной ритмичностью строения. Таким образом, в характеристике красноцветных комплексов девона и верхнего палеозоя идентично фациальное насыщение, определявшееся палеогеографическими ситуациями континентальных обстановок седиментации, которые и обусловили их внешнюю близость. Однако за этим сходством кроются огромные различия (строение, мощность, петрография, полезные ископаемые), связанные с разной тектонической обстановкой их формирования: темп накопления девонской молассы был на порядок выше, чем верхнепалеозойской.

Сказанное позволяет обособить два типа красноцветных моласс: халькофильный и халькофобный. Первый формировался в тектонически пассивной обстановке. Ему присущи значительные и компактные концентрации медистых песчаников в фациальных комплексах сухих дельт, подводных частей дельт и небольших постоянных озер. К халькофильной молассе относятся красноцветы протерозоя Украины и Сибири, верхнего палеозоя Предуралья, Донбасса, западной части Центрального Казахстана, мела Средней Азии. Второй тип моласс формируется в тектонически актив-

ных условиях. Незначительные концентрации меди приурочены в них главным образом к фаціальным комплексам небольших постоянных озер. Халькофобной молассой являются девонские красцветы каледонид Европы и Азии, кайнозойская моласса зоны Альпийского орогена. Следует, однако, иметь в виду, что разновозрастная моласса может от места к месту менять свою характеристику в зависимости от региональных и локальных тектонических обстановок ее формирования. Поэтому для конкретных прогнозных оценок требуется как общий, так и детальный тектонический анализ формаций.

Перспективы западной части Центрального Казахстана на медное сырье связаны прежде всего с формацией пролювиально-аллювиально-озерной равнины верхнего палеозоя (V.1), а в ее пределах с субформацией сухой дельты. Значение имеет также фаціальный комплекс подводной дельты, местами непосредственно предвещающий накопление формации. Рассеянное оруденение в отложениях небольших постоянных озер практического интереса не представляет. Эта прогнозная оценка, естественно, требует конкретных рекомендаций по направлению поисковых работ.

Анализ палеоструктурных и палеогеографических ситуаций в пределах Джезказганской, Чуйской, Тенизской и Шубаркульской впадин (В. А. Голубовский, Т. Н. Голубовская, 1966—1979 гг.) показал, что наиболее перспективна Джезказганская впадина. В ее центральной части нами обозначается обширная зона наиболее вероятного скопления медистых песчаников с промышленным оруденением. На севере эта зона включает месторождения Джезказганского рудного узла. На юг она протягивается за озеро Каракоин. По простирацию она совпадает с Жанайско-Тастинской системой конседиментационных поднятий. Во время формирования верхнепалеозойской молассы она служила своеобразным барьером, фиксировавшим распространение на запад фациальных комплексов выносной временных водотоков, бравших свое начало в вулканической области Северного Прибалхашья. В этой зоне развита субформация сухой дельты. На западе зона включает прилежащие части Кумолинской синклинали, Кокпансорской и Сузакско-Байкадамской депрессий. На востоке в нее входит серия поперечных поднятий — Кагылское, Кингирское, Жаманайбатское и др., разделяющие обширные продольные синклинали — Джезказганскую, Шиликудукскую, Шалтайскую, Тесбулакскую и др.

По аналогии с Джезказганским рудным узлом наиболее перспективными являются юго-западные окончания поперечных поднятий, в пределах которых, прежде всего, следует ожидать локализацию субформации сухой дельты с многоярусным оруденением. Рудоносность фациального комплекса подводной дельты в нижней части верхнепалеозойской молассы должна иметь больший ареал распространения, чем в субформации сухой дельты. Однако наиболее перспективна узкая полоса (5—10 км) вдоль Кавазякского глубинного разлома, ограничивающего упоминающуюся выше систему Жанайско-Тастинских поднятий с востока. В северной части

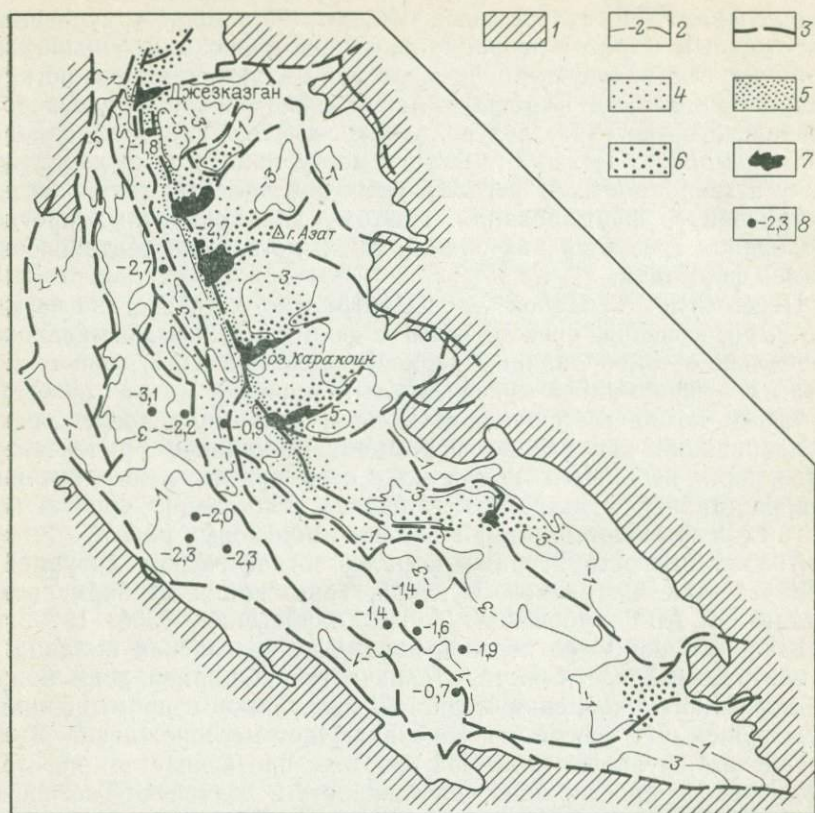


Рис. 29. Прогноз медености верхнепалеозойской молассы Джезказганской и Чуйской впадин (составили В. А. Голубовский, Т. Н. Голубовская)

1 — раннегерцинский и более древние комплексы (фундамент впадин); 2 — стратоногипсы подошвы позднегерцинского комплекса; 3 — разломы; 4 — область распространения в основании верхнепалеозойской молассы потенциально меденосных отложений подводнодельтовой фации; 5 — зона наибольшей перспективности отложений подводнодельтовой фации; 6 — участки распространения отложений субформаций сухой дельты с возможно многоярусным распределением медного оруденения; 7 — узлы наибольшей перспективности отложений субформации сухой дельты; 8 — скважины (цифра — абсолютная отметка фундамента)

к этой полосе приурочены месторождения Сарыоба, Иттауз, Акчий, Спасское. Из всех возможных объектов первоочередных исследований, обозначенных на рис. 29, наиболее привлекателен район в 50 км к юго-западу от гор Азат, на котором следует сосредоточить внимание. Данные сейсморазведки и нефтепоискового бурения показывают, что интересующие объекты располагаются на глубинах от 1 до 1,5 км. Выделенная зона потенциальной концентрации медистых песчаников может оказаться рудным поясом Джогол, объединяющим месторождения, сходные с месторождениями в Нижнем Роане медного пояса Замбии.

Перспективы верхнепалеозойской молассы в Тенизской впадине менее обнадеживающие. Рудопроявления Атбасарского рудного

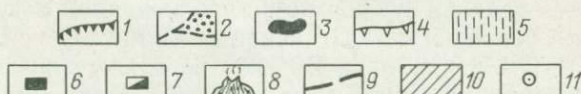
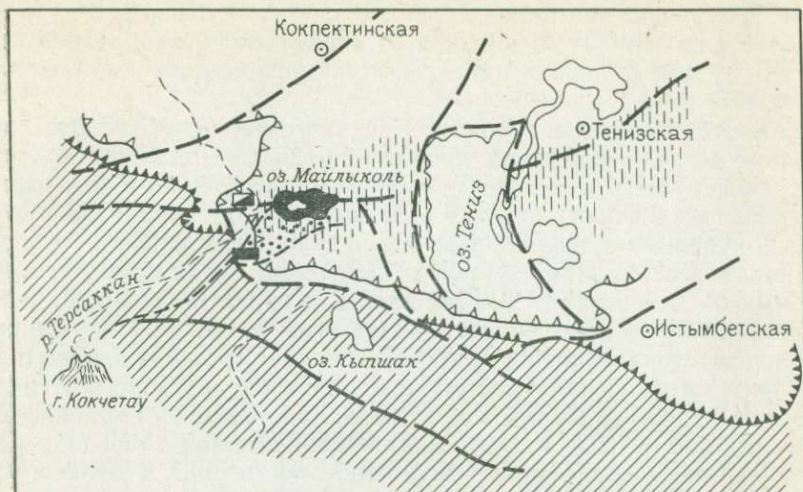


Рис. 30. Прогноз меденосности верхнепалеозойской молассы Тенизской впадины (составили В. А. Голубовский и Т. Н. Голубовская)

1 — границы современного распространения верхнепалеозойской молассы, 2 — субформации сухой дельты, 3 — районы, благоприятные для поисков оруденения типа медистых песчаников, 4 — граница современного распространения озерной субформации перми, 5 — области, наиболее благоприятные для поисков оруденения типа медистых сланцев (Кокпазган), 6 — рудопроявление медистых сланцев (Кенен), 7 — рудопроявление медистых песчаников (Кенен), 8 — вероятный очаг щелочного вулканизма и гидротермальной деятельности в позднем палеозое, 9 — разломы, 10 — доверхнепалеозойские комплексы на дневной поверхности, 11 — глубокие скважины

узла связаны с сероцветными отложениями постоянных озер и имеют малые запасы и низкие концентрации. Более интересны рудопроявления Кененской группы, приуроченные к субформации сухой дельты. Общая позиция этой группы существенно отличается от Джекказганских. Вмещающая их субформация сухой дельты здесь непосредственно прилегает к пролювиальной зоне южного борта впадины. На Джекказгане она оторвана от грубой молассы и ассоциируется с аллювиально-озерной субформацией. Верхнепалеозойская моласса по югу Тенизской впадины выполняет конседиментационный Кыпшакский прогиб и имеет повышенную мощность — до 1,5 км. На Джекказгане она не превышает 0,8 км. Иная палеоструктурная ситуация может отразиться на особенностях оруденения и его распределении. Во всяком случае, его следует ожидать в центральных и северных частях Кыпшакского прогиба, которые служили главными аккумуляторами материала конечных выносов водотоков с горных систем Кирейского поднятия. Проходящий вдоль северного борта прогиба конседиментационный разлом, скорее всего, ограничивал распространение фациальных комплексов сухих дельт (рис. 30). Кененская группа рудопроявлений

меди приурочена к проксимальным частям субформации сухой дельты. Для окончательной оценки перспектив региона требуется изучить ее дистальные комплексы, ассоциирующиеся с аллювиально-озерной субформацией.

Самостоятельное значение для верхнего палеозоя запада Центрального Казахстана имеет проблема медистых сланцев. К этому типу может быть отнесено старое рудопроявление Копказган в центральной части Тенизской впадины, бедное оруденение которого приурочено к известковистым алевролитам и глинистым известнякам в основании озерной субформации формации континентальных бассейнов (VI.1.2). На площади окрестностей рудопроявления поиски были отрицательными, что не исключает, однако, необходимости дальнейших работ. Исследования должны быть направлены на выяснение местоположения и оценку зоны латерального замещения красноцветов аллювиально-озерной и плейасовой субформаций (VI.2.1, VI.2.2) сероцветами озерной (VI.1.2) в районах западнее озера Тениз. Возможное положение и ориентировка этой зоны обозначены на рис. 30. Подобные зоны взаимопереходов имеются также в субформации пресноводной лагуны (VI.1.1) на западе и в центре Джезказганской впадины. Не исключены они также для Чуйской впадины. Во всех регионах зоны потенциального присутствия оруденения типа медистых сланцев размещаются на глубинах от 0,5 до 1,5 км. Их поиски требуют основательных геофизических и буровых работ.

Типы железо-марганцевых месторождений

Железо-марганцевые месторождения региона сконцентрированы в довольно узком стратиграфическом интервале фамена — нижнего турне. Среди них выделяются два типа: джездинский (верхний фамен) связан с красноцветной терригенной формацией пролювиально-аллювиально-озерной равнины (IV.1), атасуйский (верхний фамен — турне) приурочен к кремнисто-карбонатной субформации иловых впадин (IV.3.2). Пространственно эти типы разобщены. Их описанию посвящена обширная литература, свидетельствующая об эксгальационно-осадочном происхождении пластовых и жильных рудных залежей, тяготеющих к зонам глубинных разломов.

Существенную роль в концентрации оруденения играли палеогеоморфологические факторы, создававшие ловушки для рудных растворов. Для атасуйского типа — это относительно глубокие грабены на дне моря, для джезказганского — своеобразные участки-отстойники в ландшафтной обстановке наземной аллювиально-озерной равнины. Каждый такой отстойник располагался также над грабеном. Сочетание двух факторов — гидротермальной деятельности и геоморфологических ловушек — в обоих случаях привело к возникновению рудных залежей. Отсутствие последнего

приводило к распространению рудоносных растворов на широкой площади и, как следствие, к разубоживанию концентраций.

Фациальный фактор на распределение рудоносных растворов существенного влияния не оказывал. Особо наглядно это видно на примере месторождений джездинского типа, рудные залежи которых индифферентны к фациальным комплексам и соответственно к субформациям. Следовательно, железо-марганцевое оруденение региона в целом аформационно: нахождение залежей возможно в любых фациальных комплексах. Справедливый акцент ряда исследователей на ассоциации железо-марганцевых месторождений атасуйского типа с субформацией иловых впадин не должен ограничивать поисковые работы областями ее распространения. В других впадинах марганцевые концентрации могут быть связаны с морской карбонатной субформацией (IV.3.1) и соответственно создавать иной тип оруденения. Распределение месторождений прежде всего определяется зонами глубинных разломов, поставляющих рудные растворы в относительно короткий период времени конца фаменского — начала турнейского веков. Ареальная гидротермальная деятельность сопровождалась локальными проявлениями вулканизма специфического К-щелочного состава.

Общими поисковыми критериями месторождений, таким образом, являются стратиграфический интервал и активные разломы фаменского века, признаки вулканической и гидротермальной деятельности, конседиментационные геоморфологические ловушки. Месторождения марганца Атасуйского и других типов в карбонатных комплексах возможны в центральных частях синклиналей на востоке и севере Сарысу-Тенизского водораздела, под которыми вполне могут располагаться локальные грабен-ловушки. Месторождения джездинского типа возможны в обширной зоне от западной оконечности озера Балхаш до гор Улутау в тех областях, где верхи фаменского яруса представлены формацией пролювиально-аллювиально-озерной равнины (IV.1). Наиболее интересны окраинные части Карсакпайского, Арганатинского поднятий, Улутавского и Эскулинского куполов. Самостоятельное значение имеет марганцевое оруденение в трахиандезитовой субформации (III.2.2) в районе Актасской грабен-синклинали на севере Карсакпайского поднятия — небольшая залежь марганцевых руд известна в четырех километрах к северу от горы Серек.

Перспективы галогенных формаций

Соляные накопления западной части Центрального Казахстана приурочена к трем разновозрастным формациям плейасовой равнины и лагун аридной зоны — фамен-раннетурнейской (IV.2), раннепермской (V.2) и позднепермской (VI.2), лагунные галогенные субформации которых содержат мощные залежи каменных солей. Калийные соли пока не обнаружены. Нахождение первых двух соленосных комплексов в основаниях трансгрессивных серий

определяет их невысокие перспективы на калийное сырье. Верхнепермская соленосная толща (тузкольская свита Чуйской впадины) находится в регрессивной части, предваряя накопление субформаций плейасовой и аллювиально-озерной равнин. Соответственно этому ее перспективы могут оказаться более высокими.

Палеогеография, палеотектоника и месторождения угля

Исследованию разных аспектов карбонового углеобразования в Центральном Казахстане посвящена обширная литература. Основной вывод состоит в том, что в раннем карбоне процесс прибрежно-морского (параллического) углеобразования захватил обширную зону сочленения Казахского каледонского массива и Джунгаро-Балхашской геосинклинали. В это время образовались основные месторождения региона. В среднем карбоне произошло резкое сокращение площади угленакопления, которое приобрело лимнический характер. По особенностям строения и угленасыщенности толщ выделяется четыре типа разреза (Г. Л. Кушев, 1954 г.; А. А. Петренко, 1954 г.; Л. Ф. Думлер, 1969 г., и др.): карагандинский, экибастузский, тенизский, акмолинский. Их существование объясняется палеогеографическими и палеотектоническими обстановками. Тенизский и карагандинский типы разреза имеют сходство строения и близкие мощности, но отличаются степенью угленасыщенности.

В западной части Центрального Казахстана угленакопление приходится на визейский и намюрский века, палеогеография которых вырисовывается пока в самом общем виде (М. С. Быкова, 1960 г.; Н. В. Литвинович, 1962 г.). Наши исследования показали, что обширная зона приморской равнины протягивалась от Прибалхашья через восток Сарысу-Тенизского водораздела в восточную половину Тенизской впадины. Сохранившиеся от денудации отложения параллической формации содержат здесь углистые сланцы, сажи, линзы и прослои углей. Самая высокая углистость приурочена к интервалу среднего визе (верхи ишимского — дальненский горизонты), с которым связаны известные мелкие месторождения Западного Прибалхашья и юга Тенизской впадины. В эту зону попадают восточный борт Джезказганской и Чуйской впадин.

Интерес представляет и южная часть Тенизской впадины, сведения о структуре которой имеются у О. А. Мазаровича (1954 г.); Ю. А. Зайцева (1961 г.); А. Е. Михайлова [31], наметивших здесь Кыпшакский прогиб северо-западного простирания. Представления о связях этого прогиба с Карагандинским весьма противоречивы и обстоятельно рассмотрены Ю. Ф. Кабановым (1962, 1965 гг.).

Геофизические исследования последних лет вносят существенно новые элементы как в понимание структуры юга Тенизской впадины, так и в региональные палеотектонические реконструкции.

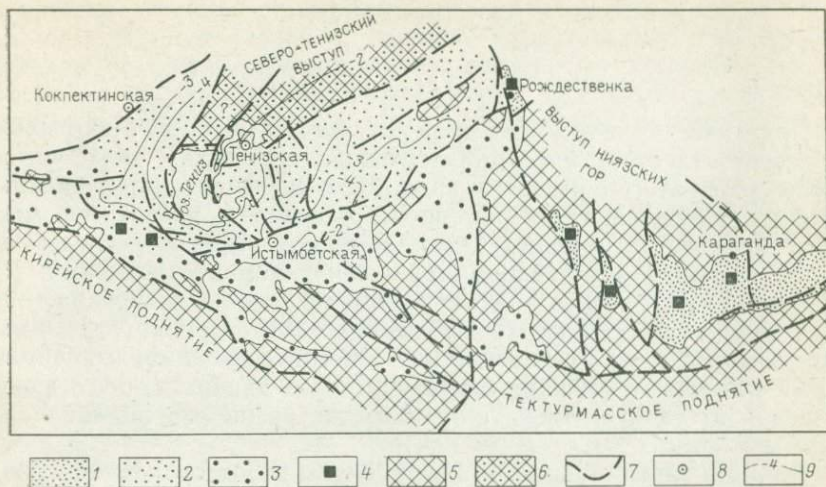


Рис. 31. Прогноз угленосности Тенизской впадины

1—3 — области современного распространения прибрежно-континентальной угленосной субформации визе-намюра (1 — с промышленной угленосностью, 2 — с потенциальной промышленной угленосностью, 3 — со слабой углистостью); 4 — угольные месторождения и проявления; 5 — турнейские и более древние образования на дневной поверхности, 6 — то же под покровом среднего карбона — перми; 7 — основные разломы; 8 — скважины; 9 — изогипсы поверхности каледонского основания

Здесь выделяется Северо-Тенизский погребенный выступ, обрамленный с запада и юга полукольцевой Ацилы-Нуринской системой глубоких прогибов, каледонское основание в пределах которых погружено до 5 км. Кыпшакский прогиб — ее часть. Общая структурная позиция этой системы идентична положению угленосных прогибов Большой Караганды, обрамляющих выступ Ниязских гор. Отчетливо обозначается самостоятельность и обособленность обеих систем палеоуглублений, имеющих в целом кулисное сочетание. Вместе с этим их развитие в раннем карбоне было сходным, что нашло отражение в формационной близости выполняющих их отложений. Отчетливое сходство также имеется в структурной характеристике: Карагандинскому и Кыпшакскому прогибам свойственна четкая асимметрия профиля — южные борты крутые и опрокинутые. Для Карагандинского прогиба эта асимметрия продолжает конседиментационную, выраженную нарастанием мощностей в южном и юго-западном направлениях и сопровождаемую расщеплением и разубоживанием угольных пластов. Подобные явления вполне возможны и для Ацилы-Нуринской системы прогибов. В этом случае упоминавшийся тенизский тип разреза, включающий мелкие месторождения и углепроявления окрестностей озера Кыпшак, характеризует самые крайние части расположенного севернее угольного бассейна, размеры которого могут быть сравнимы с Карагандинским. Рожественское месторождение, возможно, принадлежит этому бассейну (рис. 31).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Практические и теоретические результаты научных работ прежде всего зависят от методики исследований. Особое значение вопросы методологии имеют в процессе познания сложных явлений. Изучение строения, происхождения и развития земной коры возможно с помощью формационного анализа, исследующего связи между отдельными сторонами и характеристиками. Его принципиальной основой является комплексное использование приемов специальных видов геологических работ. Опираясь на данные различных областей геологических знаний, формационный анализ также выполняет функции синтезирующего аппарата, помогающего разобраться в частных проблемах, не решаемых индивидуальными методами.

Формационный анализ на современном этапе непременно предполагает две последовательные и взаимосвязанные стадии исследований. Конечный результат первой — выделение и характеристика формационных элементов как генетических категорий и изучение возможностей их использования для раскрытия общих закономерностей. На второй стадии формации выступают в качестве инструмента решения поставленных задач.

Формационные исследования основываются на трех главных принципах: комплексности, паритетности и конформности. Первый обеспечивает двусторонность исследований, прямо связанную с их конечными целями. Второй устанавливает равенство вовлекаемых в анализ данных. Третий требует причинно-следственной адекватности и соответствия выводов всем известным фактам. Нестандартность объектов и разнообразие частных целей исследований определяют индивидуальность подходов и решений, однако соблюдение общих принципов должно быть во всех случаях.

Формационный анализ герцинского палеозоя Центрального Казахстана, Тургая и Мугоджар позволил раскрыть целый ряд новых аспектов в региональной геологии: стратиграфическое расчленение и корреляцию различных комплексов, литолого-фациальную и формационную характеристики, палеогеографические реконструкции и т. д. Вероятно, наиболее важными являются прогнозные оценки, которым следует уделить особое и пристальное внимание.

Вместе с этим, многие результаты исследований имеют общее значение. К ним следует отнести опыт типизации формаций на генетической основе, исследование их тектонической индикаторности, принципы исторического анализа и некоторые другие. Тектоническая гетерогенность и конвергентность формаций широко распространенное явление, поэтому опираться на них при установлении режимов развития регионов и отдельных структур надо с большой осторожностью. Существенные различия тектонических обстановок формирования девонской и верхнепалеозойской моласс — классически орогенных формаций наглядно показывает

отсутствие единства и единообразия красноцветных молассовых комплексов и тем самым естественно свидетельствует об ограниченности возможностей палеотектонических реконструкций по отношению «типичных» геосинклинальных, орогенных или платформенных формаций вообще. Все это заставляет задуматься над корректностью построений, в основе которых лежат представления о тектонической индикаторности формаций: многие из них нуждаются в радикальном пересмотре. Принадлежность девонской молассы разным структурно-формационным комплексам показывает как одна и та же формация может характеризовать различные этапы развития соседствующих элементов, что имеет принципиально важное значение при историко-тектонической реконструкции. Однако более важно понимание возможности подобных явлений для любых формаций. Существующая стандартизация в соответствии типа формаций этапу развития тех или иных систем не оправдала себя. Наглядное подтверждение этому — необычность тектонической позиции континентальной терригенно-вулканогенной суперформации силуро-девона, соединяющей магматические комплексы предорогенной, орогенной и посторогенной стадий развития геосинклиналей. В системе формационных исследований требуются работы, направленные на выявление тектонической обусловленности и типоморфности признаков формаций, которые, в конечном счете, приведут к обособлению тектонических типов. По крайней мере, среди красноцветных моласс теперь уже можно выделить два таких типа.

Предложенный анализ герцинского палеозоя западной части Центрального Казахстана, Тургая и Мугоджар демонстрирует систему формационных исследований в условиях региона сложного строения и развития. Этот пример также показывает, и это главное, необходимость перехода в региональных работах на формационную основу, которая обеспечивает качественно новый подход к изучению геологических объектов. Формационные исследования следует организовать по принципу комплексных целевых программ: поиски следует проводить на базе изучения формаций, что неизбежно повысит их надежность и обоснованность прогнозов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А. А.* Геология Мугоджар (стратиграфия, тектоника, магматизм). Алма-Ата, Наука, 1973. 390 с.
2. *Александрова М. И., Сизова Е. Н.* Девонские красноцветные терригенные формации Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XIX (4), 1974, с. 112—119.
3. *Анатольева А. И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, Наука, 1972. 346 с.
4. *Бакиров С. Б., Беляшов Д. Н., Шалабаев С. А.* Стратиграфия верхнего палеозоя Чуйской впадины.— В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности впадин Южного Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 121—131.
5. *Беннинсон Дж., Райт А.* Геологическая история Британских островов. М., Мир, 1972. 319 с.
6. *Богданов А. А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. XXXIV (1), 1959, с. 3—38.
7. *Большой Джекказган.* Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961, 468 с.
8. *Быкова М. С.* Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961. 194 с.
9. *Вассоевич Н. Б.* Условия образования флиша. Л.—М., Гостоптехиздат, 1951. 240 с.
10. *Вассоевич Н. Б.* История представлений о геологических формациях (геогенерациях).— В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л., 1966, с. 9—22.
11. *Геология и полезные ископаемые Джекказганского рудного района.* М., Недра, 1975. 284 с.
12. *Геология Тургайского прогиба и Приаралья.* Л., Недра, 1967. 214 с.
13. *Геологические формации.*— Материалы к совещанию. Л., 1968. 156 с.
14. *Гогель Ж.* Основы тектоники. М., Мир, 1969. 440 с.
15. *Данбар К., Роджерс Дж.* Основы стратиграфии. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 363 с.
16. *Дитмар В. И.* Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуьской и смежных депрессий Казахстана. М., Наука, 1966. 166 с.
17. *Жемчужников Ю. А.* Угленосные толщи как формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 5, с. 14—33.
18. *Заморенов А. К.* Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. М., Недра, 1970. 169 с.
19. *Карта геологических формаций Восточного Казахстана масштаба 1:1 500 000.* Мингео СССР, 1968.
20. *Косыгин Ю. А., Соловьев В. А.* Геологические формации и тектоника.— Геология и геофизика, 1969, № 3, с. 17—24.
21. *Крашенинников Г. Ф.* Фации, генетические типы и формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8, с. 3—13.
22. *Кумпан А. С.* Верхний палеозой Восточного Казахстана. Л., Недра, 1966. 247 с.
23. *Кумпан А. С., Добрецов Г. Л., Митрофанова К. В.* Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана.— Труды ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 163, Л., 1969. 210 с.
24. *Литвинович Н. В., Аксенова Г. Г., Разина Т. П.* Стратиграфия и литология отложенных нижнего карбона западной части Центрального Казахстана. М., Недра, 1969. 446 с.
25. *Мазарович О. А.* Формации варисцийского комплекса каледонид Центрального Казахстана. Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 5, с. 114—123.
26. *Мазарович О. А.* Геология девонских моласс. М., Недра, 1976, 205 с.
27. *Мартьянова М. В.* Палеогеография и история развития морского бассейна в западной части Центрального Казахстана в фаменском веке.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1973, № 2, с. 52—66.

28. *Материалы* Новосибирской конференции по учению о геологических формациях.— Т. I, Новосибирск, 1955. 244 с.
29. *Материалы* по геологии Центрального Казахстана. Т. X. Изд-во МГУ, 1971. 655 с.
30. *Митрофанова К. В.* Верхнепалеозойские красноцветы Центрального Казахстана.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 160, Л., Недра, 1973, с. 118—130.
31. *Михайлов А. Е.* Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М., Наука, 1969. 246 с.
32. *Пейве А. В., Синицын В. М.* Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28—52.
33. *Попов В. И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ч. 1—3. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954—1956. 524 с., 312 с., 290 с.
34. *Садыков А. М.* Идеи рациональной стратиграфии. Алма-Ата, Наука, 1974. 183 с.
35. *Степанов Д. Л., Месезников М. С.* Общая стратиграфия. Л., Недра, 1979. 423 с.
36. *Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана* (тезисы докладов). Алма-Ата, 1971. 239 с.
37. *Стратиграфия и литология верхнепалеозойских отложений западной части Центрального Казахстана.* М., Недра, 1974. 183 с.
38. *Страхов Н. М.* Типы осадочного процесса и формации осадочных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 5 и 8, с. 3—21, с. 29—60.
39. *Тажигаева П. Т.* Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964. 276 с.
40. *Тимофеев П. П.* Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.— Труды ГИН АН СССР, вып. 197, М., Наука, 1969. 457 с.
41. *Тимофеев П. П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования.— Труды ГИН АН СССР, М., Наука, 1970. 207 с.
42. *Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана.* Т. 1, 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960. 296 с., 253 с.
43. *Условия древнего осадконакопления и их распознавания.* М., Мир, 1974. 327 с.
44. *Хаин В. Е.* Анализ формаций как метод палеотектонических исследований.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, № 2, с. 3—17.
45. *Хворова И. В.* Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 37, М., Изд-во АН СССР, 1961. 351 с.
46. *Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М., Наука, 1967. 404 с.
47. *Цейслер В. М.* Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М., Наука, 1977. 151 с.
48. *Шатский Н. С.* Избранные труды. Т. III, М., Наука, 1965. 348 с.
49. *Шутов В. Л.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. Труды ГИН АН СССР, вып. 278, М., Наука, 1975. 109 с.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аллювиально-озерная субформация 113
 Андезитовая парагенерация 67
 Андезито-базальтовая парагенерация 67
 — субформация 116
 Атасуйский тип железомарганцевого оруденения 202
- Верхнепалеозойская красноцветная моласса 170, 172, 198
 Вулканический пояс 145, 188
 Вулканогенная контрастная наземная формация 122
 — основная подводная формация 122
 — щелочная наземная формация 125
 Вулканогенно-осадочная формация 124
 Вулканогенные парагенерации 67
- Генетические типы отложений 67
 Генетический комплекс 16, 68
- Девонская красноцветная моласса 171, 172, 198
 Джездинский тип железомарганцевого оруденения 202
- Калийные соли 203
 Карбонатно-терригенные парагенерации 64
 Карбонатные парагенерации 66
 Консидиментационная структура (складки) 171, 173, 176
 Континентальная вулканогенно-терригенная суперформация 124, 165
 — галогенно-карбонатно-терригенная суперформация 139
 — галогенно-терригенная суперформация 132, 169
 — терригенно-вулканогенная суперформация 121, 165
 Континентально-морская галогенно-терригенно-карбонатная суперформация 128, 168
 — терригенная суперформация 117, 165
 Крупнообломочные парагенерации 62
 Крупно-тонкообломочная красноцветная парагенерация 64
- Литотипы 52
- Макрофация отложений аллювиально-озерно-болотных равнин 88
 — — аллювиально-озерных равнин 76
 — — дельт 90
 — — лагун 97
 — — озер 93
 — — плейсовых равнин 86
 — — предгорных шлейфов 69
 — — центральной части морского бассейна 105
 — прибрежно-морская 101
 Медистые песчаники 199
 — сланцы 202
 Мелкообломочные парагенерации 64
 Мергельная парагенерация 66
 Морская глубоководная субформация 116
 — карбонатно-кремнисто-терригенно-вулканогенная суперформация 185
 — мелководная карбонатная субформация 116
- Наземная базальт-липаритовая субформация 117
 — липаритовая субформация 117
 — трахиандезит-базальтовая субформация 117
 — трахилипаритовая субформация 117
- Озерная субформация 114
 Офиолитовая формация 184
- Парагенерация 18, 24, 61
 Порфириновые парагенерации 67
 Порфировая парагенерация 67
 Прибрежно-континентальная угленосная субформация 114
 Прибрежно-морская субформация 115
 Проловиальная субформация 113
- Сингенетичные полезные ископаемые 194
 Складки облекания 173
 Соленосная парагенерация 66
 Средне-мелкообломочные парагенерации 64
 Среднеобломочные парагенерации 62
 Стратиграфические схемы 26
 Стратоизохронные уровни 28
 Структурно-формационные комплексы 162, 165
 Структурные этажи 163
 Субгеосинклинальный этап 190
 Субсеквентный вулканизм 189

Субформация 13, 111, 113

- иловых впадин 116
- плейасовой равнины 114
- пресноводной лагуны 115
- солеродной лагуны 115
- сухой дельты 114

Суперформация 13, 117

Тектоническая гетерогенность формаций 169

- дифференциация 189, 192

Тектонический анализ формаций 171

Трахиандезитовая парагенерация 117

Триада геосинклиналь — ороген — платформа 193

Уголь 204

Учение о геологических формациях 6

Фация 68

Формация абстрактная 11

- геологическая 10, 13, 111, 117
- глубоководного морского бассейна тропической зоны 120
- конкретная 11

— континентальных бассейнов аридной зоны 139

— мелководного морского бассейна тропической зоны 129

— плейасовой равнины и лагун аридной зоны 129, 132, 139

— прибрежной равнины и лагун гумидной зоны 130

— пролювиально-аллювиально-озерной равнины аридной зоны 119, 125, 129, 132

Формационное тело 29

Формационные карты 156

- схемы 28

Формационный анализ 14

- комплекс 14

- тип 11

Халькофильная моласса 198

Халькофобная моласса 198

Хемогенные парагенерации 66

Хроностратиграфия 22

Эпигенетические полезные ископаемые 194

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
От автора	4
Раздел I. Основы формационного анализа	6
Глава 1. Тенденция развития учения о геологических формациях	6
Глава 2. Структура и принципы формационного анализа	14
Глава 3. Литология и стратиграфия в формационных исследованиях	24
Раздел II. Формационный анализ на примере среднего и верхнего палеозоя каледонид Казахстана	30
Глава 4. Общая стратиграфическая схема	31
Глава 5. Литолого-фациальная характеристика	52
Глава 6. Формации — типовые литолого-фациальные ассоциации	110
Глава 7. Картирование формаций	142
Раздел III. Формации, тектоника и полезные ископаемые	160
Глава 8. Формации и тектоника	160
Глава 9. Тектонический анализ	171
Глава 10. Геологическая история на базе формационного анализа	183
Глава 11. Прогнозирование и поиски полезных ископаемых	194
Заключение	206
Список литературы	208
Предметный указатель	210

ВИКТОР АЛЕКСАНДРОВИЧ ГОЛУБОВСКИЙ

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ СЛОЖНЫХ РЕГИОНОВ

Редактор издательства А. П. Хуповка
Переплет художника В. И. Казаковой
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Т. А. Герчикова
Корректор А. А. Передерникова
ИБ 4497

Сдано в набор 08.09.82. Подписано в печать 08.12.82. Т-22624.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Литературная. Печать высокая.
Усл.-печ. л. 13,25. Усл. кр.-отт. 13,25. Уч.-изд. л. 15,44. Тираж 1300 экз.
Заказ 404/8528—1 Цена 2 р. 70 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ

2-701

4105

1914

103