

Э. Н. ЯНОВ

**ОСАДОЧНЫЕ
ФОРМАЦИИ
подвижных областей
СССР**

НЕДРА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ А.П. КАРПИНСКОГО

Э. Н. Янов

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

подвижных областей

СССР

4061



ЛЕНИНГРАД
"НЕДРА"
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1983



Янов Э.Н. Осадочные формации подвижных областей СССР. — Л.: Недра, 1983. — 236 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Обобщены новейшие результаты исследований геосинклинальных и орогенных осадочных формаций, развитых на территории СССР. Выделено и охарактеризовано 48 типов формаций (14 впервые). Выявлены закономерности распространения их в отложениях разного геологического возраста, в разных палеотектонических и палеоклиматических зонах. Показано, что отдельные формации могут рассматриваться как элементы парагенезисов формаций разного ранга, выраженных формационными рядами. Намечены типы формационных рядов и соответствующие им типы тектонических зон, подвижных систем и областей. На основе анализа формационных рядов разработана классификация осадочных формаций подвижных областей. Предложены новые принципы и методы тектонического районирования этих областей. Обоснован выбор геодинамической модели, соответствующей выявленным закономерностям тектонического развития. Показаны связи между типами осадочных и рудных формаций, позволяющие использовать формационный критерий при прогнозной оценке рудоносности.

Для геологов, занимающихся поисками и прогнозированием осадочных месторождений.

Табл. 6, ил. 42, список лит. 100 назв.

Рецензент — канд. геол.-минер. наук *Д.А. Кириков* (ВСЕГЕИ)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Формационный анализ — особое направление в геологии, оформившееся в современном виде в СССР в конце 30-х — начале 40-х годов на стыке геотектоники, литологии, петрологии и металлогении. Это направление пережило этапы как всеобщего интереса и преувеличенных надежд, так и разочарования (иногда еще более преувеличенного). Это объясняется, в частности, повышенным (пожалуй, даже излишне повышенным) интересом геологов к теоретическим вопросам формационного анализа, которым посвящена основная масса публикаций. В результате неизбежно возникают различные, иногда конкурирующие точки зрения даже на сам объект формационного анализа — геологические формации. Наряду с наиболее распространенным парагенетическим пониманием формаций, введенным Н.С. Шатским, продолжают существовать фашиальное и "стадийно-зональное". Не избежал формационный анализ увлечения формализацией основных понятий и поисков (пока безуспешных) алгоритмов для выделения конкретных формаций с помощью ЭВМ.

Гораздо меньше внимания уделяется более трудоемким и кропотливым исследованиям отдельных типов и групп формаций. Монографическому описанию осадочных формаций посвящены работы Н.Б. Вассоевича (по флишу), И.В. Хворовой с соавторами (по кремнистым формациям), Г.А. Иванова с коллегами (по угленосным формациям), А.А. Иванова, С.М. Корневского, М.А. Жаркова и других (по соленосным формациям), но в сумме они не охватывают всего разнообразия типов осадочных формаций.

Значительная часть работ посвящена характеристике формаций отдельных регионов СССР. Описания формаций при этом зачастую слишком общие, типы формаций иногда выделяются неоднозначно, а если и выделяются в одном и том же объеме, то нередко под несколько различными наименованиями. Именно эта часть литературы о формациях дает наибольшее число аргументов для дискредитации формационного анализа в целом.

Наглядным доказательством того, до каких крайностей доходят противники формационного анализа, может послужить цитата из книги Т.Н. Спизарского "Обзорные тектонические карты СССР" [1973 г., с. 39]: "... не было выработано общепринятого определения понятия "осадочная формация" ... Нет его и по сей день. Не существовало и нет

до сих пор научной классификации формаций. Сами формации, их генезис, за исключением некоторых, остаются неизученными, а их структурное положение невыясненным. Таково же положение с магматическими и метаморфическими формациями. При таком состоянии учения о формациях применять формационный анализ для тектонического районирования невозможно даже в качестве вспомогательного метода". Такую оценку можно признать излишне пессимистической. Что же касается отсутствия общепринятых определений ряда понятий и различий в понимании некоторых терминов, то это общая беда тектонической терминологии, а не только формационной.

Недооценил Т.Н. Спижарский и успехи в унификации классификации и номенклатуры формаций. Первыми далеко продвинулись в этом направлении специалисты по магматическим формациям. После опубликования работ Ю.А. Кузнецова, карты магматических формаций СССР масштаба 1:2 500 000 [1971 г.] под редакцией Д.С. Харкевича и В.Н. Москалевой, двухтомной монографии "Магматические формации СССР" под редакцией В.Л. Масайтиса, В.Н. Москалевой, Н.А. Румянцевой и др. [1979 г.] можно констатировать, что классификация магматических формаций разработана достаточно полно, хотя номенклатура их и подвергается еще, пожалуй, излишне частым изменениям.

Очередь за упорядочением классификации и номенклатуры осадочных формаций. Возможности для этого имеются. После составления карт геологических формаций ряда регионов нашей страны (Казахстана, Тихоокеанского подвижного пояса и др.) и особенно карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР масштаба 1:2 500 000 под редакцией автора [43] выявлены и более или менее единообразно прослежены на огромной территории основные типы осадочных формаций, многие из которых намечены впервые, накоплен обширный материал для разработки естественной классификации формаций.

Этим и определяется содержание данной работы. Автор не ставил своей задачей создать методическое руководство по изучению осадочных формаций. В книге описаны с возможной полнотой основные типы геосинклинальных и орогенных осадочных формаций складчатых областей СССР. Автор ограничился характеристикой формаций подвижных (складчатых) областей, в частности, в связи с тем, что им лично изучались в течение более 25 лет орогенные и геосинклинальные формации Алтае-Саянской складчатой области, Кавказа и в меньшей степени Крыма, Карпат, Средней Азии. К тому же формации подвижных областей выделялись наиболее неоднозначно, а формациям платформенного чехла посвящен целый ряд работ: Н.С. Малича с коллегами (по Сибирской платформе), К.Э. Якобсона с соавторами (по Русской платформе) и других исследователей.

Данная работа — в сущности первое монографическое описание осадочных формаций подвижных областей СССР. Единственной сводкой, в которой уже были охарактеризованы типы осадочных формаций, является работа В.И. Попова [56]. Однако этот исследователь под осадочными формациями понимает литофации, которые обычно не имеют ничего

общего с выделенными по парагенетическому принципу формациями.

Для характеристики отдельных типов формаций автором привлекались данные из многих книг и статей. Не все они включены в приведенный в работе список литературы.

Автор выражает глубокую благодарность всем лицам, чьи материалы помогли ему при написании книги, и весьма признателен Л.Э. Алексеевой, с которой много лет проводил совместные работы и материалы которой по вулканогенным формациям были весьма ценны для характеристики формационных рядов и типов тектонических зон, а также всем соавторам по составлению карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР масштаба 1:2 500 000.

1. ПОНЯТИЕ "ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ"

Термин "формация" имеет длительную, почти двухвековую, историю, на протяжении которой понимание его всегда оставалось неоднозначным. Для того чтобы критически оценить имеющиеся ныне определения этого понятия, необходимо познакомиться в развитии представлений о формациях.

Термин этот появился в конце XVIII в. в Германии, когда геология еще только формировалась как самостоятельная наука. Как указывают Б. Котта [1856 г.] и Д. Франке [96], впервые ввел это понятие А.Г. Вернер [100 и др.], называвший так горные породы (гранит, базальт, граувакку, мергель, глину и т.д.). Формации он объединил в пять формационных свит: древние, переходные, слоистые, наносные и вулканические. Одна формация могла входить в состав двух или более формационных свит.

Однако почти сразу же понятию "формация" был придан стратиграфический смысл. Уже в 1792 г. Д. Доломье писал о первичных, вторичных и третичных формациях. Ученик А.Г. Вернера И.К. Фрейслебен [1807—1815 гг.] называл формациями более мелкие стратиграфические подразделения. В 30—70-х годах XIX в. большинство западноевропейских ученых и многие русские геологи именовали формациями стратиграфические подразделения ранга системы или отдела. Постепенно этот термин приобретал биостратиграфический смысл, вещественный состав формаций все меньше интересовал геологов.

Одновременно наряду с господствовавшим стратиграфическим направлением в трактовке понятия "формация" начало пробивать себе дорогу генетическое направление. Уже в 1798 г. И.Л. Гейм писал: "Я называю формациями такие совокупности взаимосвязанных отложений, которые отличаются только общими особенностями их образования, совершенно исключая все представления о времени и относительном возрасте, который иногда связывают с этим словом" (цитируется по работе В. Пеха [97]). Генетический смысл в понимание термина вкладывали С. Брейслак и К. Прево.

В связи с этим уже в 1826 г. Г.Г. Пуш [98] мог констатировать, что термин "формация" употребляется в трех различных значениях: а) способ образования горных пород; б) типы горных пород; в) стратиграфические подразделения. Он предложил сохранить термин за однотипными

и обязательно одновозрастными образованиями, а одинаковые отложения разного возраста именовать семействами (Familie).

В 1823 г. А. Гумбольдт, считая формации стратиграфическими подразделениями, но понимая, что одновозрастные отложения не всегда представлены одинаковыми горными породами, называл "параллельными формациями" сформировавшиеся одновременно, но в разных условиях. "Параллельные формации" выделял и Б. Котта [Cotta V., 1842 г.]: "В море и в озерах отлагаются разные группы, которые мы ввиду их большого различия рассматриваем также как отдельные формации, хотя они часто образуются одновременно". Понятия "фация" и "параллельная формация" он рассматривал как подразделения формации по горизонтали. Формациями Б. Котта называл [Cotta V., 1842 г., 1856 г.] естественные подразделения осадочных отложений, выраженные сходными, но не обязательно идентичными сообществами пород, образовавшихся в приблизительно одинаковых условиях, в одном бассейне осадконакопления.

Таким образом, в течение первого этапа истории формационных исследований, продолжавшегося с 80-х годов XVIII в. до конца 70-х годов XIX в., господствовало стратиграфическое направление в понимании формаций и оформилось генетическое.

Вторая сессия Международного геологического конгресса 1881 г. в Болонье, которая открыла второй этап истории исследования формаций, исключила этот термин из стратиграфической номенклатуры. В решениях конгресса указывалось, что "минеральные массы" в отношении их происхождения или способа их образования рассматриваются в качестве формаций. Особо отмечалось, что "слово формация употребляется в смысле происхождения, а не возраста", что можно говорить: формации морские, пресноводные, формации химические, обломочные, но не зля — формация силурийская, девонская, вельдская и т.п.

Вопросы формационного анализа вновь рассматривались на шестой сессии Международного геологического конгресса в 1894 г. в Цюрихе. Президент этой сессии Е. Ренестье придерживался фациального понимания формаций (формации морские и пресноводные), он подразделял их на фации.

М. Бертран в своем докладе на той же сессии [94] положил начало другому направлению, которое Н.Б. Вассоевич [15] назвал историко-геотектоническим. Он наметил формации, соответствующие определенным стадиям развития геосинклиналей и повторяющиеся в каждом из четырех известных ему геотектонических циклов ("сланцевый флиш", собственно флиш и молассы).

В последующие годы фациального понимания формаций придерживались Э. Ог, А.А. Борисьяк, В.А. Обручев, Д.В. Наливкин, причем последний, подобно Е. Ренестье, именовал формациями наиболее крупные фациальные единицы (формация море, формация континент), а В.А. Обручев выделял в качестве формаций более мелкие фациальные подразделения (например, в континентальной среде он различал ледниковую, субаэральную, аллювиальную и озерную формации). Идеи М. Бертрана восприняли

П. Арбенц и Л.А. Кобер, но в СССР до 30-х годов XX в. они не пользовались признанием.

В то же время в США укрепилось стратиграфическое направление в трактовке понятия "формация". В 1933 г. Стратиграфическая комиссия США утвердила формацию как основное литостратиграфическое подразделение. С тех пор и доныне под формацией в США понимают толщу, слагающуюся одним типом пород или несколькими петрографическими разностями, переслаивающимися друг с другом, и сформировавшуюся соответственно в однородных или однообразно чередовавшихся условиях. Более кратко определение формации формулируется так: "... подпадающая к картированию подразделение", однако формациями не принято считать настолько мелкие подразделения, которые не могут быть изображены в масштабе 1 : 25 000.

Этот вариант трактовки понятия "формация" оказал большое влияние на геологов, изучавших в 30-х годах региональную стратиграфию Сибири. По инициативе М.А. Усова [75] многие сибирские геологи стали именовать местные стратиграфические подразделения "формациями". Вслед за американскими геологами он предлагал выделять в качестве формаций петрографически однородные толщи, но обязательным считал наличие на их границах перерывов в осадконакоплении и несогласий, что вытекало из его пульсационной гипотезы развития Земли. Как отмечал М.А. Усов, "... наши стремления были направлены в сторону выделения чисто стратиграфическим методом обособленных толщ, все члены которых связаны непрерывной последовательностью образования и которые отделены друг от друга ясными перерывами" [75, с. 1]. Фациальный критерий он использовал лишь как указание на наличие скрытых несогласий.

Таким образом, на втором этапе формационных исследований, с 80-х годов XIX в. до конца 30-х годов XX в., господствовало фациальное понимание формаций, продолжало существовать и в конце периода оживилось стратиграфическое, зародилось историко-геотектоническое направление в его первоначальном "стадийно-зональном" варианте [15, 16].

В конце 30-х годов почти одновременно появились работы ведущих советских геологов, посвященные проблемам формационного анализа и, по существу, положившие начало разработке современного учения о формациях, а также новому, третьему, этапу исследований формаций, центр которых переместился в СССР. Первая региональная работа по формациям — "История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня" — была опубликована В.И. Поповым в 1938 г. Новое определение понятия "формация" дал Н.С. Шатский [83, с. 598]. Н.Б. Вассоевич [12] развил представление о флише как об одном из типов формаций, но сам термин он предложил заменить иным — "геогенерация". К проблемам формационного анализа обращались также В.В. Белоусов, Ю.А. Жемчужников, Б.М. Келлер, Ю.А. Косыгин, М.В. Муратов, А.В. Пейве, Л.Б. Рухин, Н.М. Страхов, В.Е. Хаин, И.В. Хворова, Н.П. Херасков, Н.А. Штрейш, А.Л. Яншин и многие другие геологи, развивавшие в том или ином аспекте генетическое понимание формаций.

Эти проблемы обсуждались на I Всесоюзном совещании по осадочным породам в 1952 г., на новосибирской конференции по учению о геологических формациях 1953 г., в итоге которой сибирские геологи отказались от использования термина "формация" в стратиграфическом смысле, на IV, V и VI всесоюзных литологических совещаниях, на совещании по проблеме геологических формаций 1968 г. в г. Ленинграде и др. Так как на указанных совещаниях и в литературе, посвященной учению о геологических формациях, выявилось несколько существенно различных направлений, удобнее рассмотреть последние раздельно, не придерживаясь строгой хронологической последовательности. Как показано выше, в СССР с 1953 г. стратиграфическое направление в учении о формациях не пользуется сколько-нибудь заметным распространением, однако оно продолжает существовать в США и в ряде других стран.

Фашиальное направление в изучении формаций в СССР развивал Н.М. Страхов [69, 70]. Основным фактором образования формаций он считал климат, определяющий типы литогенеза. Им дано такое определение: "... парагенетические комплексы пород, возникшие благодаря длительному существованию на крупных участках гумидной зоны той или иной модификации гумидного типа осадочного процесса, мы будем называть в дальнейшем гумидными осадочными формациями" [69, № 5, с. 18].

Своеобразную позицию занимает в вопросах формационного анализа В.И. Попов [55, 56]. Первоначальные его определения понятия "формация" не отличались от предложенного М.А. Усовым. Позднее он дал весьма общее определение этого понятия, охватывающее как осадочные, так и магматические и метаморфические формации: "Геологическая формация определяется как естественноисторический комплекс генетически связанных и сопряженных горных пород, отвечающих определенному геологическому процессу в развитии Земли и связанных между собой непрерывно-прерывистым развитием и распространением в связи с таким же развитием окружающей геологической среды" [55, ч. 2, с. 94—95]. Однако практика выделения В.И. Поповым типов осадочных формаций [56] свидетельствует о фашиальном понимании им этого термина: озерная прибрежная песчано-пелитовая, озерная мелководная пелитовая, озерная глубоководная пелитовая, морская мелководная удаленная карбонатная слоистая, морская глубоководная карбонатная слоистая и другие формации. Каждая формация соответствует определенной фашиальной обстановке, являясь, таким образом, фашиальным подразделением.

Наибольшее признание на современном этапе развития учения о формациях получило историко-геотектоническое направление, которое явственно распалось на два самостоятельных течения. Представителями одного из них, названного Н.Б. Вассоевичем [15, 16] "стадийно-зональным", явились В.В. Белоусов и В.Е. Хаин, развивавшие идеи М. Бертрана почти в первоначальном их варианте. В.В. Белоусов называет осадочными формациями "комплекс фаций осадочных толщ, соответствующий определенной стадии геотектонического цикла" [8, с. 242]. В.Е. Хаин [77, 78] также считал, что формации образуются на определенных стадиях разви-

тия основных структурных зон, но в отличие от В.В. Белоусова намечал геоструктурные зоны, различающиеся набором формаций. Впоследствии [Хаин В.Е., 1980 г.] он несколько отступил от обязательного соответствия каждой стадии развития одного типа формаций.

Новое "парагенетическое" течение историко-геотектонического направления было заложено трудами Н.С. Шатского. В 1939 г. он впервые дал следующее определение: "... формация — комплекс осадочных и вулканогенных пород, парагенетически тесно связанных друг с другом" [83, с. 598]. В последних работах Н.С. Шатский указывал: "Осадочными формациями называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности" [84, с. 153]. Весьма близкое определение понятия "формация" дал также Н.П. Херасков. Формации характеризуются, кроме того, Н.С. Шатским как "естественные сложные сообщества горных пород и отложений различных генетических типов, но объединяемых единством тектонических условий образования" [84, с. 56].

Н.С. Шатский не считал парагенезы пород случайным совместным их нахождением: "Формацией является ассоциация или сообщество горных пород, находящихся в парагенетических отношениях, т.е. это не случайный набор осадочных пород, а комплекс пород, тесно связанных какими-то общими генетическими соотношениями, вследствие чего они находятся в совместном залегании" [84, с. 175]. Он указывал: "В настоящее время совершенно недостаточно простой констатации парагенетических связей между членами формаций, а необходимо детальное изучение этих связей и выявление их природы" [84, с. 156]. С другой стороны, Н.С. Шатский подчеркивал: "... парагенетические связи устанавливаются эмпирически, без каких-либо гипотетических предположений" [84, с. 13]. Противоречия в этом нет: конкретные формации выделяются как реальные геологические тела, характеризующиеся общностью состава и строения, без предварительного выяснения деталей их генезиса, впоследствии они должны подвергнуться всестороннему фациальному и литолого-петрографическому изучению.

Именно это и подчеркивалось в определении понятия "формация", которое дал Н.С. Шатский. Поэтому даже геологи, придерживающиеся эмпирического подхода к выделению формаций, предлагали другие, на первый взгляд, диаметрально противоположные определения, в которых пытались отразить сущность парагенетических связей. Л.Б. Рухин писал: "... под формацией понимается генетическая совокупность фаций, выделяющаяся среди других особенностями своего состава и строения и устойчиво образующаяся на более или менее значительном участке земной поверхности при определенном тектоническом и климатическом режиме" [63, с. 100].

На наш взгляд, определения, предложенные Н.С. Шатским и Л.Б. Рухиным, отнюдь не исключают одно другое. Речь идет о двух разных аспектах определения одних и тех же естественноисторических объектов.

Между этими формулировками имеются и чисто терминологические различия: Н.С. Шатский говорил о совокупности пород, пластов, а Л.Б. Рухин — о совокупности фаций. Между тем Н.С. Шатский вообще не мог называть формации парагенезами фаций, так как первоначально считал, что "фация — это признак ... Формация — это реальный ряд горных пород" [84, с. 9], а потом пришел к выводу, что фации — это породы, виды отложений, представляющие собой горизонтальные видоизменения одного пласта, или формации.

В 60-х годах появились многочисленные попытки формализации основных понятий формационного анализа, начались поиски алгоритмов для обработки фактического материала и выделения конкретных формаций с помощью ЭВМ. Разрабатываются представления о формациях как геологических объектах, относящихся к специфическому уровню организации вещества. Одни из авторов придерживаются парагенетического подхода в понимании формаций [36 и др.], другие вполне определенно противопоставляют свою точку зрения парагенетическому направлению [18].

В.И. Драгунов, именуя первоначально конкретные формации "парагенерациями", дает следующее их определение: "... парагенерация есть геологическое тело, представляющее собою естественное элементарное сообщество горных пород в их закономерных сочетаниях (структуре определенного типа) и ограниченное поверхностью, при переходе через которую терпят разрыв непрерывности характеристики породного состава и структуры" [36, с. 42—43]. Типы формаций он называл "парагенолитами". Впоследствии В.И. Драгунов пришел к выводу, что формации являются парагенезами парагенераций. В то же время он отрицает генетический смысл понятия "парагенез". Чтобы избавиться от генетического оттенка в этом понятии, Б.С. Левин [1977 г.] предложил даже заменить термин "парагенез" на "парастерез".

Ю.А. Воронин и Э.А. Еганов [18] вообще отрицают, что формации — объективная реальность, что существуют формационные породные границы, назначаемые природой, а не исследователем. Поэтому они предлагают формационный анализ проводить в зависимости от целей исследования, заранее фиксируя новые свойства, которые должны появиться при группировании элементов, образующих формации. Признавая возможность выявления парагенетических ассоциаций, Ю.А. Воронин и Э.А. Еганов считают, что эти ассоциации не имеют ничего общего с формациями: "В общем случае выделение фаций и формаций нельзя сводить к выделению парагенетических ассоциаций. Поэтому нельзя пытаться строить определение понятия о формациях, опираясь на понятие о парагенезисе, как это нередко еще принято делать" [18, с. 115]. "Целевое" выделение формаций поддержали М.С. Дюфур [1980 г.] и другие исследователи.

Можно согласиться с К.В. Боголеповым [1970 г.], что вопрос о "произвольности" выделения геологических формаций и их границ связан с недоразумением, поскольку цель формационного анализа уже установлена — это выделение геологических тел определенного ранга, отличающихся от смежных с ними образований вещественным составом и структурой.

Особую позицию занял Г.П. Леонов [1974 г., 1977 г.], который, критикуя все существующие направления формационного анализа, предлагает выделять конкретные формации в объеме региональных осадочных циклов. Такая рекомендация, конечно, принята быть не может, так как различные элементы циклов обычно представлены разными парагенезами пород, сформировавшимися в неодинаковых палеоландшафтных обстановках (смена континентальных отложений морскими или лагунами и т.п.).

За пределами СССР формационные исследования не получили еще должного развития. Западноевропейские геологи формации обычно именуют (вслед за П. Арбенцом) "тектоническими фациями" или "орогенетическими фациями" и изучают в этом аспекте преимущественно флиш и молассы. Подход к ним теперь, в общем, историко-геотектонический. В США кроме формаций в стратиграфическом смысле начинают выделять "ассоциации осадочных пород".

В социалистических странах Восточной Европы оживляется интерес к формационному анализу. Можно упомянуть исследования по истории возникновения понятия "формация" О. Вагенбрета [99], В. Пеха [97], Д. Франке [96], работы И.К. Начева по теории формационного анализа и мезозойским формациям Балкан, а также югославских геологов А. Грубича, М. Коматина, Б. Ваканьяка и других.

Как видно из изложенного выше, в настоящее время, как и на протяжении всей длительной истории формационных исследований, понятие "формация" имеет несколько принципиально различных трактовок: в СССР — "парагенетическую", "стадийно-зональную" и фаціальную, в США — еще и стратиграфическую. По-настоящему забыто лишь первоначальное толкование этого термина А.Г. Вернером. В связи с этим на протяжении уже более 150 лет неоднократно предлагались новые термины, которые должны были, по мнению их авторов, заменить понятие "формация": семейства, ассоциации, геогенерации, парагенерации и парагенолиты, гилеации и т.д. Однако термин "формация" оказался весьма жизнеспособным. Пример поучительный в связи с некоторыми попытками упорядочения геологической терминологии!

При этом содержание термина медленно, но неуклонно изменялось. Первоначальное понимание его А.Г. Вернером было забыто через несколько десятков лет. Стратиграфическая трактовка понятия "формация" в СССР с 50-х годов нашего века не получила распространения и давно отвергнута Международным геологическим конгрессом. Не используются широко также фаціальная и "стадийно-зональная" трактовки термина. Поэтому, очевидно, правильнее не вводить новые термины, а попытаться ограничить неоднозначность употребления термина "формация", сохранив его парагенетический смысл.

Фаціальная трактовка термина в настоящее время не может быть признана удовлетворительной. Если выделить формации по фаціальным, и в первую очередь климатическим, признакам, как это делал Н.М. Стрехов, то обычно такие "формации" являются гетерогенными образованиями, не имеющими характерного вещественного состава и строения:

"платформенная формация гумидных равнин" и т.д. Если же считать по примеру В.И. Попова, что каждая формация соответствует определенной дробной палеоландшафтной единице, то правильнее именовать их просто фациями, литофациями или генетическими типами. Вообще нет никакой необходимости использовать термин "формация" для обозначения фациальных подразделений, для которых предложено и используется много других терминов.

"Стадийно-зональная" трактовка понятия "формация" в конце прошлого века, конечно, была прогрессивной. М. Бертран выявил важнейшие формации, типоморфные для определенных стадий геосинклинального развития: флишевые и молассовые, что позволило увереннее трактовать историю тектонического развития подвижных областей, намечать циклы и их стадии. Однако в настоящее время последовательный "стадийно-зональный" подход к выделению формаций выглядел бы анахронизмом. В этом случае скорее формации выделяются в соответствии с заранее известными стадиями развития геотектонической зоны, чем стадии развития, и сами зоны намечаются с учетом анализа конкретных, реально существующих формаций. Уложить все их разнообразие в прокрустово ложе немногих "классических" типов формаций уже невозможно. Да в этом и нет необходимости. Более того, такая практика вредна, так как мешает типизации тектонических зон, затушевывая различия, существующие между ними, и приводит иногда к ошибкам в расшифровке истории тектонического развития, когда молассами, например, именуется любые грубообломочные или все континентальные терригенные толщи, весьма отличающиеся от типичных моласс. Это позволяет принять парагенетическую трактовку понятия "формация", по праву пользующуюся наибольшим признанием.

Несмотря на многочисленность определений понятия "формация", вполне удовлетворительной его формулировки еще не имеется. Очевидно, должны существовать отдельные определения для понятий "осадочная формация", "вулканогенная формация", "плутоническая формация" и обобщающее определение понятия "геологическая формация", неизбежно менее конкретное, чем эти частные определения, и потому не подменяющее их.

Если основываться преимущественно на определениях, предложенных Н.С. Шатским и Л.Б. Рухиным, можно принять, что осадочные формации — это естественные комплексы осадочных пород, отложений, фаций, парагенетически тесно связанных друг с другом, т.е. образующих закономерные, упорядоченные сочетания, устойчиво возникающие в разных местах земного шара и (или) в различное геологическое время в определенных тектонических и сходных или разнородных климатических условиях.

Конкретные осадочные формации выявляются эмпирически как реальные геологические тела, четко выделяющиеся среди смежных с ними тел особенностями своего вещественного состава и строения. Абстрактные осадочные формации (типы формаций) устанавливаются путем поисков однотипных конкретных формаций как разновозрастных, так

и разновозрастных, но развитых в разных регионах. Главным в приведенном определении представляется то, что конкретные формации рассматриваются как реально существующие геологические тела, которые можно выделять и изучать различными методами, в первую очередь общегеологическими, но успех применения тех или иных методик выделения формаций можно констатировать только в случае сходимости их результатов, единообразия выделения формаций.

Поскольку конкретные осадочные формации являются реальными геологическими телами, они часто совпадают с правильно выделенными свитами. Однако полного соответствия между ними обычно нет. Стратиграфы и особенно геологи-съемщики стремятся к наиболее дробному стратиграфическому расчленению, а любое выделенное стратиграфическое подразделение "протягивают" на максимальной площади, для чего используют различные методы стратиграфической корреляции, зачастую не считаясь с фациальными изменениями толщ. Поэтому в литологически однородных разрезах одна формация может объединять по вертикали несколько свит, а если по объему формация соответствует одной свите в ее стратотипе, то она может быть менее широко распространена по площади или изменить в латеральном направлении свой стратиграфический объем.

Выделение конкретных формаций основывается на установлении особенностей их вещественного состава и строения, проявляющихся в закономерных, упорядоченных сочетаниях осадочных пород и фаций. При этом следует учитывать, какими типами пород слагаются осадочные формации (предпочтительно намечать дробные литогенетические типы пород). Принимаются во внимание мощность пластов различных типов пород и их соотношение, характер последовательности пород в стратиграфическом разрезе и их переслаивания, в особенности в случае ритмичного их чередования, характер латеральных замещений пород в виде "фациальных рядов" и устойчивая сопряженность некоторых типов в форме "фациальных сочетаний" [84, с. 153—174]. Существенным является выяснение первичной конфигурации формационного тела в целом.

Уже из самого определения понятия "осадочная формация" ясно соотношение формаций и фаций. Осадочные формации практически всегда являются полифациальными образованиями, совокупностью более или менее разнородных фаций, объединяемых единством тектонических условий образования ("фации" при этом понимаются как "литофации").

Важным представляется требование повторяемости однотипных осадочных формаций, устойчивого их возникновения в аналогичных тектонических и часто сходных палеоландшафтных условиях. Осадочные формации не бывают уникальными образованиями, и при выделении конкретных формаций следует иметь в виду наличие однотипных формаций в том же регионе или в других регионах. Это же определяет возможность выделения формационных типов — "абстрактных формаций".

И.В. Круть [1968 г.] и отчасти М.Г. Бергер [1970 г., 1971 г.] предлагают отказаться от терминов "конкретная" и "абстрактная" формация,

введенных Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом. Но если против самих этих слов можно спорить, то нельзя забывать, что они имеют вполне определенное содержание. Неправ И.В. Круть, когда утверждает, что формация как вещь всегда конкретна, а понятие о ней абстрактно и что появление такого подразделения в учении о формациях объясняется его общей незрелостью. Под конкретными формациями понимаются реальные геологические тела, а под абстрактными или, как чаще говорят, типами формаций подразумевают всю совокупность однотипных конкретных формаций, разновозрастных и распространенных в разных регионах. Соотношения эти совершенно аналогичны соотношению индивида и вида в биологии, что позволяет В.И. Драгунову говорить о формационных видах. Естественные комплексы пород понимаются как их ассоциации, встречающиеся в природе, а не как чисто умозрительная комбинация типов пород.

Ведущая роль тектонического режима в образовании осадочных формаций не вызывает сомнений, но выделяются конкретные формации эмпирически, а не на основании априорных представлений о тектонических условиях их образования. Климат можно считать одним из основных факторов образования осадочных формаций, но не ведущим. Климатические условия определяют распространение галогенных, угленосных и других формаций, но для их образования требуются и специфические тектонические условия. С другой стороны, такие важные типы формаций, как флиш и моласса, возникают в разнородных климатических условиях.

В наименовании формационных типов лаконично отражены наиболее важные вещественно-структурные их признаки: рифовая, олигомиктовая глинисто-песчаная и др. Немногие "классические" типы формаций имеют краткие условные названия, происходящие от местных (флиш, моласса, кульм) или производные от них (флишоиды, молассоиды). Названия полезных ископаемых, связанных с данным типом формаций, обычно в его наименование не вводятся, если полезное ископаемое не является одним из наиболее характерных для этой формации типов пород. В последнем случае правомерны такие названия, как кремнисто-железистая формация, угленосные или галогенные формации.

Конкретные формации — местные представители того или иного формационного типа — носят те же наименования, но с добавлением географического названия и стратиграфической принадлежности.

Необходимо также рассмотреть вопрос о соотношении осадочных и вулканогенных формаций. Резкой грани между ними нет. Осадочные формации могут включать подчиненные им вулканогенные (преимущественно пирокластические) образования. В случае тесного парагенетического сочетания осадочных и вулканогенных образований, развитых в сопоставимых количествах, выделяются вулканогенно-осадочные формации. Эмпирически выявлены многие характерные ассоциации осадочных и вулканогенных образований: спилит-диабаз-кремнисто-сланцевая, андезит-базальт-граувакковая, молассоидно-андезитовая и др. В то же время и в вулканогенных формациях обычно содержатся в подчиненном количестве осадочные породы.

II. ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

В этой главе ограничимся характеристикой только самых крупных формационных подразделений и характерных для них типов формаций.

Геосинклинальная, орогенная и платформенная надгруппы формаций резко различаются между собой набором типов формаций и условиями образования, но названия эти не следует понимать узко. Если геосинклинальные формации действительно накапливались практически только в геосинклинальных областях, то орогенные характерны для областей как эпигеосинклинальных орогенных, так и постконсолидационной активизации, а некоторые их типы распространены и в пределах геосинклинальных областей (в основном на срединных массивах). Платформенные формации не являются предметом нашего рассмотрения, поэтому ниже охарактеризованы только геосинклинальные и орогенные. Для удобства описания типы формаций внутри надгрупп подразделены по вещественному составу.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Для геосинклинальных формаций характерны большие мощности и значительные изменения их градиентов, ленто-, линзо- и четковидные тела, невыдержанность разрезов по латерали, преимущественно морские, в том числе относительно глубоководные (батиальные), условия осадконакопления, во многих случаях со значительным влиянием вулканизма.

Карбонатные и карбонатно-терригенные формации

К карбонатным геосинклинальным относятся рифовая, слоистоизвестняковая, доломитовая, кремнисто-карбонатная; к карбонатно-терригенным — кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная, карбонатно-глинисто-песчаная, известково-глинистая, гипсово-известково-глинистая и менилитовая формации. Карбонатно-терригенные подформации флиша и флишоидов будут описаны в другом разделе.

Накапливались геосинклинальные карбонатные и карбонатно-терри-

генные формации преимущественно в миогеосинклиналиях, отчасти на срединных массивах и геоантиклиналях, редко в эв- и миктогеосинклиналиях, в условиях мелкого моря нормальной и иногда повышенной солености, в областях жаркого, нередко аридного климата.

Рифовая формация выделялась В.И. Поповым под названиями "рифовая известняково-доломитовая окраинная и внутриокеаническая" и "морская мелководная карбонатная рифогенная (прибрежная и отдаленная)", а В.Е. Хаином — как барьерно-рифовая подформация [78]. Объединяет крупные (высотой сотни метров) рифовые тела чаще всего конусообразной или гребневидной формы, слагающиеся коралловыми, строматопоровыми, мшанковыми, археоциатовыми, водорослевыми и другими известняками, массивными, почти без примеси терригенного материала, часто доломитизированными, а также включает органогенно-обломочные известняки склонов и рифового плато, часто залегающие со значительными первичными наклонами, и иногда хемогенные отложения рифовых лагун.

Распространена от протерозоя до кайнозоя: в протерозое Карелии и Кольского полуострова, Енисейского кряжа; в палеозое хр. Восточный Танну-Ола, Западного Саяна, Южного Тянь-Шаня, Урала и Северного Памира; в триасе Среднего Памира; в юре Юго-Восточного Памира, южного склона Большого Кавказа, Северо-Западного Кавказа и Горного Крыма. Однако состав рифостроящих организмов изменялся во времени: в протерозое это были строматолиты; в раннем и среднем палеозое преобладали водоросли, реже археоциаты; в позднем палеозое — гидродидные, водоросли и мшанки; начиная с мезозоя впервые появляются коралловые рифы.

По латерали часто замещается карбонатными флишевыми и флишоидными, карбонатно-глинисто-песчаными, известково-глинистыми, слоистоизвестняковыми, доломитовыми, парамолассовыми и туфо-песчано-конгломератовыми формациями. Подстилается полимиктовыми, олигомиктовыми, граувакковыми и флишоидными; перекрывается флишоидными, карбонатно-глинисто-песчаными и известково-глинистыми формациями.

Формационные тела обычно узкие, лентовидные, протягивающиеся по бортам мио- и миктогеосинклинальных прогибов, по периферии срединных массивов и геоантиклиналей, приурочены к крупным разломам, ограничивающим геосинклинальные прогибы. А.А. Арбатов [1966 г.] и другие проследили цепочки рифов, ограничивающие флишевую геосинклиналь южного склона Большого Кавказа.

Верхнеюрская (лузитан-титонская) формация Горного Крыма слагает верхние части склонов и плато всех яйл. По данным З.В. Кабановой [1966 г.], тела рифов высотой до 500 м вытянуты в виде двух цепочек вдоль северного и южного обрывов яйл. Слагаются они коралловыми, водорослевыми, органогенно-обломочными известняками; в сочетании с отложениями рифовых склонов, межрифовых заливов, проливов и лагун они образуют мощную (до 1500 м, по данным С.А. Ковалевского и Н.В. Леонтьева; при послойных же описаниях мощность значительно

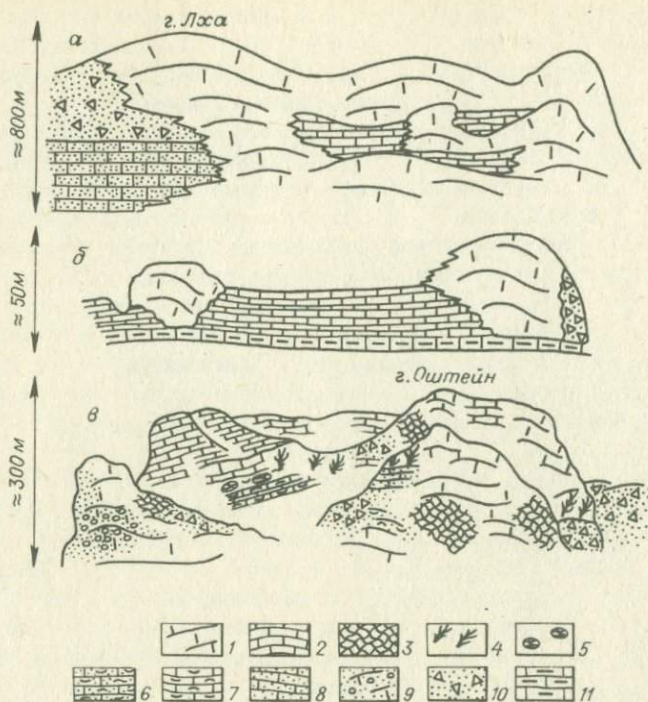


Рис. 1. Верхнеюрские рифовые массивы Кавказа.

а — гора Лха, по М.В. Михайловой; *б* — тортон, Друцкий массив, Молдавия, по И.Н. Герману [40]; *в* — гора Оштейн, по М.В. Михайловой. 1 — биогермные известняки; 2 — отложения лагун и рифовых плато; 3—5 — колонии: 3 — кораллово-гидроидно-водорослевые массивные, 4 — водорослево-коралловые кустовидные, 5 — гидроидно-коралловые желваковидные; 6—7 — известняки: 6 — детритовые, 7 — микрозернистые; 8 — известняковые песчаники; 9 — известняковые конгломераты; 10 — известняковые брекчии; 11 — глинистые известняки.

больше) толщ, которая может рассматриваться как барьерный риф.

И.К. Королюк и др. [40] различают в рифогенных толщах рифовые массивы, состоящие из собственно биогермных частей, отложений лагуны, рифового шлейфа, рифового гребня и рифового плато. Таковы горы Лха и Оштейн на Кавказе (рис. 1). Кроме того, ими выделены рифогенно-аккумулятивные массивы: линзы биогермных известняков разобщены и по объему уступают массе органогенно-обломочных рифогенных пород. И.К. Королюк с соавторами [40] различают также рифовые комплексы — сочетание отложений рифового или рифогенно-аккумулятивного массива и окружающих фаций (предрифовые отложения — рифогенный обломочный материал перед рифом со стороны открытого моря; зарифовые отложения представлены обломочным материалом,несенным с рифа, и остатками организмов — жителей этой зоны). При этом под рифом понимается резко выраженная подводная гряда (холм)

органогенного происхождения, достигающая поверхности моря и служащая волнорезом.

Особый тип органогенных построек — биоритмиты — толщи, образованные многократно повторяющимися в разрезе биостромами или пластинами биогермов среди пород другого происхождения. Возникают на больших площадях. Биоритмиты докембрия и кембрия — продукты частого чередования строматолитовых биостромов (мощность 0,2—5 м) и прослоев микрофитолитовых известняков или доломитов. В верхнерифейских биоритмитах Патомского нагорья промежуточные слои накапливались в условиях крайнего мелководья и неспокойной динамики вод (доломиты косослоистые, со следами взмучивания и размывов).

Волнорезы рифов выявляются по преобладанию корковых форм водорослей и мшанок, массивных кораллов, по следам деятельности сверлящих организмов и т.д. В зоне шлейфа, особенно в области склона, большую роль играют грубообломочные рифогенные породы, преимущественно брекчии, почти без цемента. С внутренней стороны волнореза развиты более мелкообломочные брекчии, известняковые песчаники и гравелиты, онколитовые, онколито-оолитовые и оолито-детритовые известняки.

Отложения лагуны — тонкие карбонатные илы, давшие литографский камень в триасовых рифах Альп, микрослоистые мергели между сарматскими онкоидами Толтр, афанитовые, шламовые и другие известняки из верхнеюрских массивов Крыма. Лагунные известняки имеют взмученную текстуру вследствие переработки ила червями.

Большинство органогенных построек возникло в морях на глубине 20—40 м при активной циркуляции вод и солёности, близкой к нормальной. В бассейнах с повышенной солёностью преобладают строматолиты, в опресненных — мшанки и некоторые водоросли. Рифовые формации мезозоя — кайнозоя — индикатор тропического климата. Климатические условия образования более древних органогенных построек требуют уточнения.

С рифовыми формациями связаны многие крупные месторождения нефти и природного газа (Арун на Суматре, Киркук в Ираке и др.). Высокая их продуктивность обуславливается хорошими коллекторскими свойствами пород. Свойства ловушки органогенные постройки приобретают сразу после формирования. В слабо дифференцированных постройках лучшими коллекторскими свойствами обладают центральные части массивов. Существенное влияние на рифовые ловушки оказывают последующие тектонические движения и вторичная доломитизация.

К рифовым формациям приурочены месторождения бокситов. Неровность поверхности органогенных построек, возникающая при карстовых процессах, обуславливает образование ловушек, в которых накапливался рудный материал, сохранявшийся в них от размыва при трансгрессии. Источником бокситового вещества могли быть вулканический пепел и продукты выветривания пород континента, сносимые к рифам. Промышленные месторождения бокситов восточного склона Северного Урала локализуются в основном в девонских известняках и доломитах

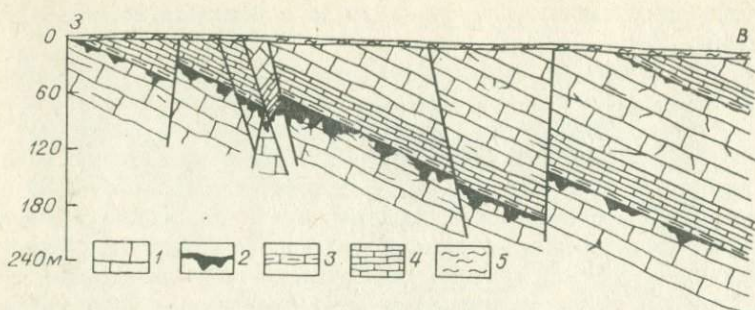


Рис. 2. Разрез через месторождение Красная Шапочка (Северный Урал).

1 — среднедевонские известняки массивные (D_2); 2 — бокситы; 3 — мергели, черные аргиллиты; 4 — среднедевонские амфиболовые известняки (D_2); 5 — четвертичные супеси и суглинки (Q).

(СУБР). Они приурочены (рис. 2) к уровням внутрiformационных перерывов, из которых наиболее длительный приходится на начало эйфеля. Рудные горизонты повсеместно подстилаются рифогенными известняками, имеющими закарстованную поверхность.

На склонах рифовых массивов вулканогенно-осадочных формаций отмечаются фосфоритопоявления, довольно обычны и рудопроявления марганца (юра Крыма и др.). Свинцово-цинковые месторождения, связанные с фациями рифовых склонов, описаны в рифовой девонской формации Бельгии и аптских отложениях района Сентандер (Испания).

Слоистоизвестняковая формация выделялась В.Е. Хаином [78] как подформация слоистых известняков известняковой геосинклинальной формации, Г.И. Теодоровичем [73] на Урале — как формация слоистых известняков, под названием "слоистой известково-доломитовой" — В.И. Поповым [1952 г.], впоследствии им различались [56] морские карбонатные слоистые формации: мелководная, мелководная удаленная и глубоководная.

Рассматриваемая формация включает нерифовые известняковые толщи. Известняки белые, темно-серые и почти черные, с ясной пластовой текстурой, пелитоморфные и кристаллические, иногда оолитовые и органогенно-обломочные, местами брекчированные и конгломератовидные. Второстепенные члены парагенеза — небольшие биогермы и биостромы, доломиты, иногда мергели и известковистые песчаники, образующие отдельные прослои и базальные пачки.

Слоистоизвестняковые формации распространены также с протерозоя до кайнозоя: в верхнем протерозое Прибайкалья, Восточного Саяна, Восточной Тувы, Урала; в кембрии Алтае-Саянской области; в ордовике — силуре Колымского массива, Горного Алтая, Южного Тянь-Шаня, островов Котельный, Новая Земля; в силуре — девоне и девоне Южного Тянь-Шаня, Памира и Новой Земли; в девоне — карбоне Таймыра, Урала, Южного Тянь-Шаня, Северного Памира; в карбоне — перми и карбоне — триасе Памира и Араксинского массива; в юре Памира и Малого Кавказа; в мелу и палеогене Большого и Малого Кавказа.

По латерали замещаются карбонатно-глинисто-песчаными, кремнисто-карбонатными, доломитовыми, рифовыми, флишевыми формациями; подстилаются полимиктовыми, олигомиктовыми, глинистыми, флишевыми и др.; перекрываются флишевыми, флишевыми, доломитовыми, рифовыми, кремнисто-сланцевыми и другими формациями.

Формационные тела преимущественно пластинообразные мощностью сотни, иногда первые тысячи метров.

Примером слоистоизвестняковой формации может служить верхненеонская формация Малого Кавказа. Базальные горизонты ее, обычно более песчаные, В.П. Ренгартен [60] относит к сантону. Наиболее полно последние представлены на р. Агстев у северной окраины г. Иджевана. Здесь на пачке туфоконгломератов туронско-нижненеонской (?) базальт-андезит-туфо-песчано-конгломератовой формации с перерывом залегает 6-метровая пачка серых песчаников из лимонитизированных рудных зерен с обломками авгита и известняков, цемент базальный — кристаллический известняк; песчаники неслоистые и диагонально-слоистые (мощность серий 0,2–0,3 м, наклон слоев около 30°), с прослоями (5–15 см) конгломерата из окатанных валунов и галек порфирита; выше — песчаник розовато-серый, неслоистый (4 м), из рудных зерен, пироксена, обломков порфирита и известняка.

В среднем течении р. Тертер также на размытой поверхности туронско-нижненеонской (?) осадочно-вулканогенной формации, на более древних толщах и на телах серпентинитов залегают у д. Баглыпея розовый узловатый песчаный известняк сферовый с остатками фораминифер; у д. Ванк серый массивный оолитовый известняк, песчаный и гравелистый, с примесью (10–15%) обломков порфиритов (около 10 м); в 1,5 км западнее устья р. Буландыхсу (на серпентинитах) гравелит коричнево-красный из обломков серпентинита, порфирита, доломита (0,3 м), переходящий выше в коричнево-красный плитчатый песчаный известняк (1,5 м), затем в серый толстоплитчатый песчаный известняк (4 м) и, наконец, в серый пелитоморфный тонкоплитчатый известняк.

Большая часть разреза формации относится к кампану и маастрихту. Лучшие обнажения ее прослеживаются в живописных каньонах среднего течения р. Тертер, в 0,7–2 км западнее д. Баглыпея, и в устье р. Тутхун — р. Левчай. В основании разреза выделяется 200-метровая пачка плитчатых известняков, светло-серых, пелитоморфных, с остатками фораминифер и спикулами губок, с тонкими прослоями мергелей. Выше — известняки темно-серые и почти черные, пелитоморфные, прослоями алевритистые, тонко- и среднеплитчатые, иногда толстоплитчатые (70–100 м). Вверху залегают светло- и темно-серые органогенно-обломочные известняки, плитчатые, с редкими, тонкими (4–5 см) и более мощными (до 0,4–1 м) прослоями известковистых песчаников и песчаных известняков (мощность пачки выше 300 м). Общая мощность формации на р. Тертер превышает 600 м. В кровле пластов известняка, подстилающих прослой известковистых песчаников, наблюдаются небольшие промоины, напоминающие некоторые флишевые текстуры.

Судя по составу донной фауны и текстурам пород, верхненеонская слоистоизвестняковая формация накапливалась в умеренно мелководном и мелководном морском бассейне. Образование песчаных прослоев среди известняков можно связать с деятельностью донных течений, но они проявились несравненно слабее и с меньшей регулярностью, чем при формировании флиша.

Вообще формации данного типа накапливались в нормально-морских преимущественно не слишком глубоководных геосинклинальных бассейнах (в миогеосинклинальных чаще, чем в эвгеосинклинальных) в этапы относительного тектонического покоя, когда привнос терригенного и вулканогенного материала не был значителен, в областях жаркого,

чаще сухого климата. Кроме того, они формировались в аналогичных условиях на срединных массивах и геосинклиналях геосинклинальных областей, иногда в пригеосинклинальных орогенных прогибах.

Слоистоизвестняковые формации Малого Кавказа (верхнеюрская и верхнесенонская), по материалам автора, характеризуются относительно низкими кларками концентрации натрия, калия, стронция, алюминия, титана, ванадия, хрома, никеля, свинца, иттрия, циркония и высокими значениями отношений K/Na , V/Zr , Ca/Sr , Sr/Ba , Mn/Ni . Если сравнивать слоистоизвестняковые формации с кавказским флишем, то видно, как по мере перехода от песчано-глинистого флиша к карбонатному и кремнистому, а затем к слоистоизвестняковым формациям относительное содержание алюминия уменьшается, калия увеличивается при низком содержании натрия. По сравнению с карбонатным флишем породы данной формации обогащены марганцем. Судя по значениям отношений K/Na и Al/Na и по сумме щелочей ($K_2O + Na_2O$), обломочные породы слоистоизвестняковых формаций более "зрелые", чем соответствующие породы вулканогенно-туфо-песчано-конгломератовых формаций Малого Кавказа. Это указывает на меньшую расчлененность рельефа областей сноса при накоплении слоистоизвестняковых формаций.

Доломитовая формация выделена при составлении атласа литолого-палеогеографических карт СССР [1962 г.]. Она представлена мощными толщами доломитов; второстепенные и аллофильные члены парагенеза — магнезит, известняки, мергели, песчаники, кремнистые породы и др.

Доломитовая формация распространена от протерозоя до юры: в нижнем протерозое Оютского грабена Восточного Саяна; в верхнем протерозое — нижнем кембрии Енисейского кряжа, Прибайкалья, Селенгино-Яблоновой системы, Аргунского и Бурейского массивов, Урала и п-ова Канин; в ордовике — девоне Южного Тянь-Шаня, Урала, о. Котельный; в верхнем триасе и верхней юре Кавказа.

По латерали замещается слоистоизвестняковой, рифовой, известково-глинистой, карбонатно-глинисто-песчаной, кремнисто-карбонатной, терригенно-галогенной формациями; подстилается и перекрывается полимиктовой и олигомиктовой, кварцево-конгломератовой, флишеидной, слоистоизвестняковой, карбонатно-глинисто-песчаной и др.

Примером может служить верхнепротерозойская доломитовая аладинская формация Енисейского кряжа. По описанию М.А. Семихатова [65], в приангарской части Енисейского кряжа она представлена доломитами светло-серыми, иногда желтоватыми или розоватыми, часто тонкополосчатыми, толстоплитчатыми и массивными, мелкозернистыми, с малым (единицы процентов) содержанием нерастворимого остатка. Имеются пачки (8–10 м) брекчий доломитов из неокатанных, имеющих вид брусков, незакономерно ориентированных обломков доломитов. Местами доломиты магнезитосные. По мнению М.А. Семихатова [65], концентрации магнезита возникают в результате перераспределения первично-осадочного материала.

Мощность формации 500–600 м. У скалы Потоскуйский Бык на Ангаре она возрастает до 800 м, среди доломитов появляются пачки глинистых карбонатных сланцев (мощностью до 100–130 м), линзы и прослои (до 15 см) черных кремней. В западном направлении верхняя часть разреза, видимо, замещается сланцами, а на

северо-запад и север доломиты сменяются доломитизированными известняками. Условия накопления формации, по мнению М.А. Семихатова [65], мелководные.

В качестве другого примера верхнепротерозойской доломитовой формации можно назвать саткинскую серию Башкирского антиклинория Урала, именованную Ю.Р. Беккером "филлито-карбонатной" формацией. Для нее также типичны доломиты, вверху с магнетитами, известняки резко подчинены. Характерны сутурно-стилолитовые поверхности, подводнооползневые смятия. Мощность формации около 2400 м. Условия осадконакопления мелководные.

М.А. Семихатов [65] считал возможным выделить в специфический рифейский тип формаций толщи доломитов с магнетитом. До получения более полных данных мы объединяем с ними фанерозойские доломитовые формации, для которых иногда характерными второстепенными членами являются гипс и ангидрит (например, для верхнеюрской доломитовой формации Большого Кавказа). Возможно, смена магнетита гипсом — отражение эволюции во времени одного типа формаций.

В целом доломитовые формации накапливались в областях жаркого сухого климата в бассейнах с повышенной соленостью, в микро-, реже в миогеосинклиналях и на срединных массивах. Поступление пресных вод в эти бассейны (и соответственно принос терригенного материала) было ограниченным.

Доломитовая формация часто магнетитоносная (Тальское и Кардоканское месторождения в аладинской и джурской свитах верхнего протерозоя Енисейского кряжа, Саткинское месторождение верхнего протерозоя Урала). С нею иногда связаны стратиформные месторождения железа (Бакальская группа в верхнепротерозойских отложениях Урала). Руды представлены сидеритами и бурыми железняками. Пластообразные рудные залежи локализуются в основном в массивных, иногда фитогенных известняках, хлоритизированных, доломитизированных и анкеритизированных, и ассоциируют с магнетитами.

К некоторым протерозойским и кембрийским доломитовым формациям приурочены месторождения высококачественного маложелезистого талька (Светлоключевское, Алгуйское, Бейдухинское в Южной Сибири и др.), возникшие в результате контактового и гидротермального воздействия гранитоидных интрузий. Преобладают карбонат- и тремолит-тальковые руды.

Кремнисто-карбонатная формация Н.С. Шатским [84, с. 52 — 143] относилась обычно к "отдаленным кремнистым", принадлежащим к вулканогенно-кремнистым формационным рядам. Однако, когда связь кремнеаккумуляции с вулканизмом была маловероятна, он выделял ее под названием "кремнево-карбонатной". Ю.Р. Беккер [6] именовал ее "карбонатно-фтанитовой".

Это — мощные (до 1—3 км) известняковые и доломитовые толщи с прослоями и пачками кремнистых сланцев и микрокварцитов, с линзами, прожилками и желваками халцедона.

Рассматриваемая формация распространена также от протерозоя до юры: в нижнем протерозое Боксонского района Восточного Саяна; в верхнем протерозое — кембрии (ордовике) Алтае-Саянской области, Северного Тянь-Шаня, Буреинского массива; в девоне — карбоне Джун-

гаро-Балхашской и Колывань-Томской систем; в перми — триасе юго-востока Памира и в верхней юре Большого Кавказа. Накапливалась как в эв-, так и в миогеосинклинальных прогибах, иногда и на геоантиклиналях.

По латерали кремнисто-карбонатные формации замещаются углисто-кремнистой, слоистоизвестняковой, доломитовой, туфо-глинисто-песчаной, полимиктовой. Подстилаются граувакковой, полимиктовой, туфо-глинисто-песчаной, флишоидной; перекрываются флишоидной, туфо-глинисто-песчаной, карбонатно-глинисто-песчаной формациями. Нередко рассматриваемые формации связаны с андезит- и трахит-базальтовыми.

Среди наиболее характерных примеров "отдаленных кремнистых" формаций Н.С. Шатский описал фосфоритоносную среднекембрийскую (?) хр. Каратау [84, с. 52—143]. Собственно фосфоритоносная толща — чулактауская свита — может, однако, рассматриваться как подформация мощной кремнисто-карбонатной формации, включающей также вышележащую шабактинскую свиту ($\text{C}_2\text{—O}_2$), объединяемую с чулактауской в тамдинскую серию. В чулактауской свите Б.М. Гиммельфарб, А.М. Тушина [31] и другие выделяют (снизу вверх) три горизонта: 1) беркутинских доломитов (0—50 м); 2) кремнистый (6—7 до 25 м); 3) продуктивный (от 0,5—1 до 45—60 м), представленный пластовыми фосфоритами, чередующимися с фосфатно-кремнистыми породами.

В горизонте беркутинских доломитов Н.Г. Бродская и В.Н. Холодов [1965 г.] различают три типа отложений: а) массивные неслоистые; б) тонкослоистые и в) переслаивание доломитов и глинистых сланцев. Тонкослоистые представлены тонким переслаиванием кристаллических и пелитоморфных доломитов с примесью фосфатного материала (P_2O_5 до 1—5 %). Массивные доломиты чаще неравномерно-зернистые, с остатками водорослей, небольшими линзочками строматолитов; рассматриваются исследователями как водорослевые образования. В местах, где кровля горизонта сложена массивными доломитами, наблюдаются выступы высотой до 2—3 м, облакаемые вышележащими кремнистыми породами, иногда содержащими слабо окатанные обломки и глыбы доломита (до 1—1,5 м). По данным В.Н. Холодова и А.С. Корякина [1968 г.], водорослевые биогермы широко распространены в прибрежной части бассейна, в узкой полосе, окаймляющей Кокджонское поднятие. У подножия биогерм накапливались глыбы и обломки доломита, цементировались хомогенным доломитом и вновь дробились под воздействием береговых обвалов и подводных оползней. В более глубоких частях бассейна шла хомогенная садка доломита, и почти одновременно, а иногда после затвердения на склонах палеоподнятий тонкослоистые доломиты сминались подводными оползнями в причудливые системы складок, где отмечаются "закрутыши", брекчии, микроблоки доломитов.

Среди кремнистых пород кремнистого и продуктивного горизонтов Т.Д. Джумалиев и В.Н. Холодов [1970 г.] различают спонголиты и фтаниты, а также продукты их вторичного преобразования: халцедонолиты и кремнисто-глинистые сланцы. Спонголиты — массивные или толстоплитчатые, темно-серые, черные, коричневые, белые образования — сложены спикулами кремнистых губок, перекристаллизованными до халцедона и кварца, иногда карбонатизированы и фосфатизированы. Тяготеют к кремневому горизонту. Представляют собой своеобразные "губковые рифы", развитые в тех же местах, где ранее существовали водорослевые биогермы, и продукты их переотложения в результате сортирующей деятельности моря. В целом сравнительно мелководные фации.

Фтаниты — темно-серые и черные тонко-ритмичнослоистые породы из опала и халцедона с примесью глинистого материала, аморфного фосфатного вещества, с аномально высоким содержанием органического углерода. Имеются взаимные переходы со спонголитами и их микроритмичное чередование. Фтаниты (и кремнисто-глинистые сланцы) тяготеют к продуктивному горизонту. В наиболее пол-

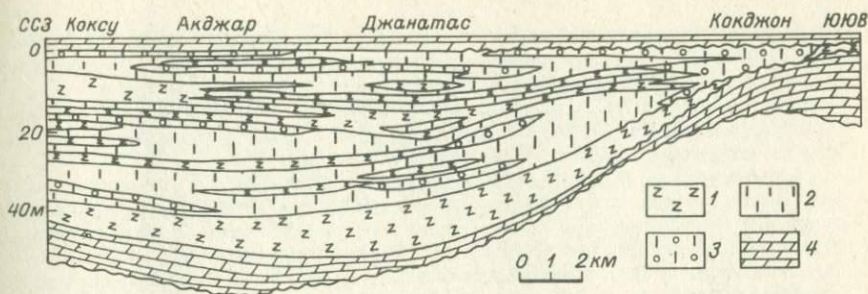


Рис. 3. Литологический профиль среднекембрийской (?) фосфоритоносной карбонатно-кремнистой формации (чулактауская свита) Каратау. По А.М. Тушиной [74].

1 — кремни и кремнистые сланцы; 2 — фосфориты средне-мелкозернистые псаммитовые, алевритовые и алевропелитовые; 3 — фосфоритные конгломераты и гравелиты, крупнозернистые псаммитовые фосфориты; 4 — доломиты.

ных разрезах чулактауской свиты (Коксу, Джанатас и др.) в средней части продуктивного горизонта имеется пачка ванадиеносных фтанитов мощностью до 30 м. По данным В.Н. Холодова [1970 г.], они содержат, %: V_2O_5 0,48–0,52, Рb 0,10–0,64, Мо до 0,0011; обогащены также кобальтом, никелем и хромом. Фтаниты редко несут следы волнений и взмучивания и, по данным В.Н. Холодова и А.М. Тушиной, накапливались в более удаленных от берега участках бассейна, в западинах морского дна. Ближе к берегу замещаются более мелководными фосфоритами (рис. 3).

Продуктивный горизонт на одних месторождениях разделяется на ряд пачек и слоев фосфоритов и фосфатно-кремнистых пород, на других представлен сплошными фосфоритами. В кровле его местами развиты учбасские железо-марганцевые кремнистые доломиты со строматолитами и онколитами.

Среди фосфоритов чулактауской свиты А.М. Тушина [74] различает конгломератовые, гравелитовые, пизолитовые, неравномерно-, зернисто- и органогенно-псаммитовые; оолито-зернистые, зернистые и ступковые. В составе зернистого материала субмономинаральные фосфатные зерна, кремнисто-фосфатные, кремнисто-карбонатно-фосфатные и карбонатно-фосфатные, присутствуют (до 3–5%) обломочные зерна кварца, кремня, полевых шпатов и др. В песитовых и крупнопсаммитовых фосфатных породах цемент преимущественно карбонатный, а в мелкопсаммитовых и алевритовых фосфатный и кремнисто-фосфатный. Фосфоритные руды [31] довольно однородны по химическому составу и в большинстве своем высококачественные (23–39% P_2O_5).

На составленном А.М. Тушиной литологическом профиле (рис. 3) видно, что в наиболее удаленных от берега участках с пониженной гидродинамической активностью накапливались фтаниты и преимущественно мелкозернистые фосфориты. В направлении к береговой линии возрастает роль средне- и крупнопсаммитовых фосфоритов, переходящих в фосфоритные гравелиты и конгломераты. В крайне мелководных прибрежных, может быть, частично отшнурованных лагунных участках рН вдной среды был довольно высок, шло выпадение доломита, местами железистых и марганцовистых карбонатов. С удалением от берега он уменьшался и карбонатное осадконакопление сменялось фосфатным, а затем кремнисто-фосфатным и кремнистым.

В нижней части разреза вышележащей шабактинской свиты К.А. Лисогор [1966 г.] выделяет пачку серых, иногда черных слоистых зернистых доломитов с кварцевыми прожилками и обильными желваками кремней. В ней найдены остатки трилобитов амгинского яруса среднего кембрия. Поэтому и нижележащая чулактауская свита может условно относиться к среднему кембрию или, скорее, к нижнему – среднему кембрию.

В базальных горизонтах шабактинской свиты Т.Д. Джумалиев [1972 г.] наметил следующий фациальный ряд от крыльев палеоструктур к наиболее погруженным частям бассейна: кремнисто-фосфоритовые конгломерато-гравелиты → строматолитовые доломиты → онколитовые доломиты → кварцево-фосфоритовые песчаники и алевролиты, кварцево-оолитовые фосфориты → спонголиты → фтаниты → микрозернистые и пелитоморфные доломиты.

Выше в разрезе шабактинской свиты К.А. Лисогор [1966 г.] выделяет отложения майского яруса: в Большекарской и Малокарской блоках темно-серые и серые грубослоистые или массивные доломиты с желваками кремней и кварцевыми прожилками (350–400 м); в Аксайском блоке плитчатые темно-серые и черные известняки с остатками трилобитов (200–300 м). Верхний кембрий в Большекарской и Малокарской блоках представлен серыми массивными зернистыми доломитами с прожилками и желваками кремней (400–700 м), а в Аксайском блоке – известняками, в средней части черными плитчатыми доломитизированными известняками с остатками трилобитов (700 м). Нижний ордовик сложен светло-серыми массивными известняками с наутилоидеями, трилобитами и др. (600 м). Средний ордовик развит только в Большекарской и Малокарской блоках: в лланвирне – это чередование темно-серых и доломитизированных известняков, доломитов (550–1000 м); в лландейло – светло-серые массивные известняки с остатками брахиопод, наутилоидей, трилобитов и др. (300–375 м). Общая мощность формации оценивается, таким образом, в 2100–3500 м, но, по мнению Л.И. Боровикова, Л.Н. Краськова и других исследователей, она не превышает 1500 м.

Причину возникновения эпохи накопления фосфора и редких металлов в начале палеозоя М.Н. Альтгаузен [1956 г.] видел в сочетании ряда факторов: в докембрии фосфор накапливался в морских водах и мало осаждался (видимо, в связи с высокими концентрациями углекислого газа в атмосфере и морских водах), чему способствовала вулканическая деятельность; в кембрии развитие органической жизни привело к уменьшению концентрации углекислого газа, что снизило растворимость фосфора и редких металлов и вызвало интенсивное их накопление в благоприятных палеогеографических условиях (в мелководных проливах разных бассейнах и при ограниченном привносе обломочного материала).

Верхнепротерозойско-палеозойские кремнисто-карбонатные формации часто бокситоносны. Руды пластовые преимущественно диаспор-бемитовые. Рудные залежи повсеместно приурочены к перерывам в осадконакоплении. Примером может служить Боксонское месторождение в Восточном Саяне. Продуктивный горизонт здесь залегает среди протерозойских водорослевых доломитов. Пласт постепенно выклинивается в восточном направлении (в сторону древней суши). Мощность его колеблется от 3–4 до 23 м в отдельных углублениях. Накопление бокситов происходило в узкой прибрежной зоне островов с равнинным или платообразным рельефом в зоне тропического климата.

Практическое значение имеют приуроченные к кремнисто-карбонатным формациям месторождения марганцовистых карбонатов. Усинское месторождение в Кузнецком Алатау (рис. 4) локализуется в усинской свите нижнего кембрия. Чередование слоев родохрозитовых и манганокальцитовых руд, марганцовистых известняков и сланцев обусловлено тектоническими движениями и температурными колебаниями, в результате которых то усиливалась, то затухала эрозия на островах, сложен-

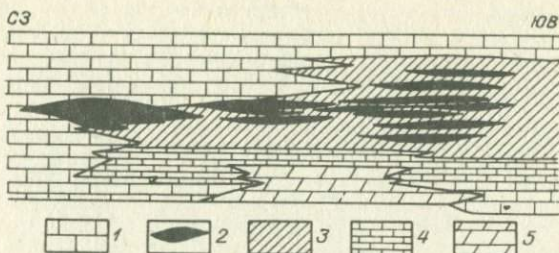


Рис. 4. Литологический профиль Усинского месторождения марганцевистых карбонатов в Кузнецком Алатау [22].

1 — мраморизованные известняки; 2 — марганцевые карбонатные руды; 3 — марганцевистые глинисто-кремнистые сланцы и известняки; 4 — известняки темно-серые, часто кремнистые; 5 — кремнистые доломиты.

ных преимущественно вулканогенными породами кондомской свиты, а следовательно, то увеличивалось, то уменьшалось поступление марганца в виде коллоидных растворов и взвесей. Из наиболее крупных и хорошо изученных барит-свинцово-цинковых стратиформных месторождений в кремнисто-карбонатных формациях следует назвать Горевское в Енисейском кряже (рис. 5).

С палеозойскими кремнисто-карбонатными формациями пограничных зон эв- и миогеосинклинальных прогибов связано стратиформное сурьмяно-ртутное оруденение. Рудоносные уровни приурочены к поверхностям перерыва, сопровождающимся проявлениями палеокарста, и экранируются горизонтами глинистых пород. В СССР месторождения этого типа распространены в Южном Тянь-Шане (Хайдаркан, Джиджикрут, Сымап, Адыракоу), а также в Забайкалье и Якутии.

Кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная формация выделена на карте геологических формаций Восточного Казахстана [1971 г.] как известняково-кремнисто-песчаниковая субформация. Главные члены парагенеза частично те же, что и в кремнисто-карбонатной формации, кроме того, сероцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Кембрийские кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаные формации выделяются в Катунском антиклинории Горного Алтая и на Ханкайском массиве; силурийские — на Урале и в Джунгаро-Балхашской системе; каменноугольные и девонские — в Южном Тянь-Шане, Джунгаро-Балхашской, Обь-Зайсанской и Монгольской складчатых системах.

По латерали они замещаются слоистоизвестняковыми, рифовыми, граувакковыми и флишоидными формациями; нередко парагенетически связаны с андезит-базальтовыми. Подстилаются слоистоизвестняковыми, доломитовыми, карбонатно-глинисто-песчаными, полимиктовыми, граувакковыми, флишоидными; перекрываются флишоидными, флишевыми, полимиктовыми и вулканогенными формациями.

Нижнекембрийская кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная формация Ханкайского массива описана (как карбонатно-терригенная) А.Ф. Шехоркиной [86].

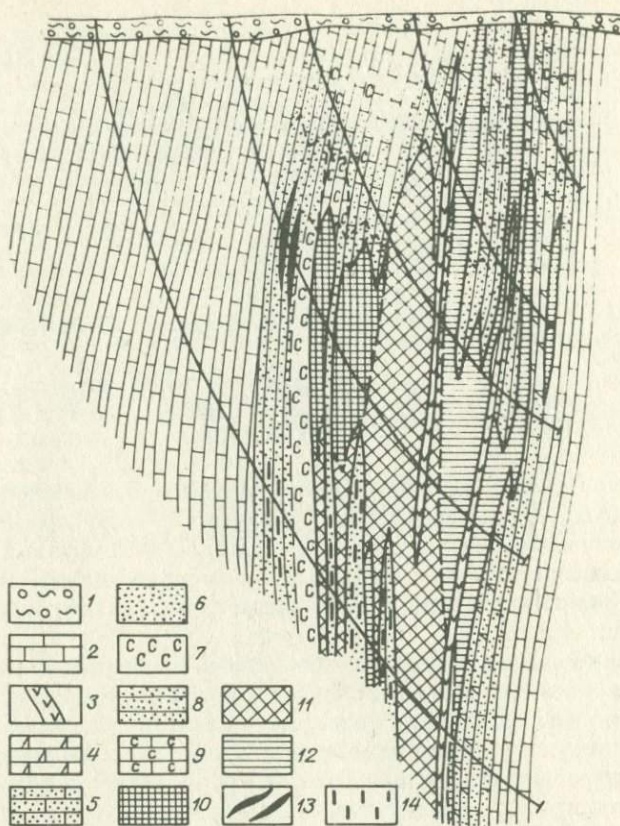


Рис. 5. Геологический разрез Горевского месторождения. По М.П. Проснякову и Р.Н. Володину.

1 — рыхлые отложения; 2 — известняки; 3 — оливиновые долериты; 4–9 — гидротермально измененные породы: 4 — доломитизированные известняки, 5 — окварцованные известняки, 6 — кварцит, 7 — сидерит, 8 — кварц-карбонатная порода, 9 — сидеритизированный известняк; 10–12 — руда: 10 — цинково-свинцовая, 11 — свинцово-цинковая, 12 — свинцовая; 13 — галенит-сфалеритовые прожилки; 14 — пирротинное оруденение.

Она складывается кварцево-карбонатными алевролитами и песчаниками, спонголитами, археоциато-водорослевыми и оолитовыми известняками, оолитовыми и псаммитовыми железными рудами и бокситовидными породами (свыше 600 м) кнорригской свиты. В составе формации различаются [86] следующие фации: прибрежно-морская олигомиктовых алевролитов и песчаников (судя по наличию брахиопод и известковых оолитов, мелководная); береговых и барьерных рифов (из них Спасский риф площадью 2×1 км и высотой 200 м); спонголитов и кремнистых сланцев, чередующихся с алевролитами, аргиллитами и песчаниками (видимо, мелководная).

В Обь-Зайсанской складчатой системе верхневизейско-нижненамюрская кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная формация описана Е.Д. Василевской [23] в пределах Баладжальской подзоны Западно-Калбинской зоны и отчасти Восточно-

Жарминской подзоны. В Баладжальской подзоне основание разреза формации не вскрыто. В бассейне р. Аганакты и у зим. Мухаммеджан, по материалам А.Х. Кагарманова и И.Д. Ротараша, в видимом основании разреза залегает толща (150–250 м) темно-зеленых грубозернистых вулканомиктовых песчаников и гравелитов; выше идут черные слоистые пелитоморфные известняки, кремнистые сланцы, полосчатые аргиллиты и алевролиты, прослой песчаников (200 м); затем массивные голубовато-серые туфопесчаники (300 м); завершается разрез средне- и неравнозернистыми песчаниками. Общая мощность формации здесь не менее 1200–1500 м.

В других разрезах известняков больше; в разрезе по р. Кызылсу отмечаются мощные (первые сотни метров) пачки кремнистых сланцев с редкими линзами известняков. В бассейнах рек Бокумбай, Актасты, Байбура в разрезе формации появляются рифовые известняки (весьма чистые, почти без примеси доломита и нерастворимого остатка). На контакте с рифовыми телами во вмещающих их полимиктовых песчаниках и гравелитах встречаются известняковые гальки. В северной части Баладжальской подзоны песчаники (пачки мощностью десятки – первые сотни метров) чередуются с подчиненными алевролитами и аргиллитами. Мощность формации от 1000 м на юге до 3000 м на севере Баладжальской подзоны.

Накапливалась формация в условиях мелкого моря нормальной солености. Вулканогенный материал поступал, очевидно, из соседней Чарской подзоны. Рифовые известняки формировались, вероятно, в наиболее приподнятых участках дна и тяготеют к краевым разломам.

Вообще кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаные формации приурочены к геосинклинальным прогибам в областях жаркого, чаще сухого климата.

С нижнекембрийской кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаной формацией Ханкайского массива связаны железные руды и бокситовидные породы. Золоторудное месторождение Мурунтау в Южном Тянь-Шане приурочено к верхнепротерозойской (?) кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаной формации, метаморфизованной в фации зеленых сланцев, которая представлена чередованием углеродистых песчано-алевритовых, глинистых и кремнисто-карбонатных осадков. С черными углеродистыми алевролитами и песчаниками с рассеянным пиритом и арсенипиритом связана золотоносность (часть золота в кварцевых и кварц-пирит-арсенипиритовых жилках). По мнению Д.П. Сердюченко [1977 г.] и других, золотоносность осадочно-сингенетическая.

Карбонатно-глинисто-песчаная формация выделялась В.Е. Хаином [78] как карбонатно-терригенная подформация известняковой геосинклинальной формации. Сложена песчаниками, преимущественно полимиктовыми, от мелко- до крупнозернистых, иногда переходящими в гравелиты и внутриформационные конгломераты, а также алевролитами, алевропелитами и аргиллитами, темно-серыми и черными, с мощными пачками пелитоморфных и органогенных известняков.

Нижнепротерозойские карбонатно-глинисто-песчаные формации отмечены в Прибайкалье; верхнепротерозойские – в Северном Тянь-Шане, на Тимане, в Восточном Саяне, Восточной Туве, Аргунском и Буреинском массивах; кембрийско-силурийские – в Алтае-Саянской области, Южном Тянь-Шане, на Урале, в Ханкайском массиве; девонские и каменноугольные – в Южном Тянь-Шане, на Урале, Новой Земле, в Джунгаро-

Балхашской и Зайсанской складчатых системах, в Передовом хребте Кавказа, на Араксинском и Чукотском массивах, в Корьякии; каменноугольно-пермские — в Южном Тянь-Шане и на о. Врангеля; юрско-палеогеновые — на Юго-Восточном Памире, Кавказе, Колетдаге.

По латерали они замещаются флишоидными и флишевыми, слоисто-известняковыми, рифовыми, доломитовыми и другими формациями. Подстилаются и перекрываются полимиктовыми, граувакковыми, флишевыми, флишоидными, туфо-глинисто-песчаными, туфо-песчано-конгломератовыми, слоистоизвестняковыми, доломитовыми и др.

Одной из характерных может быть названа девонско-нижекаменноугольная формация Араксинского массива, подробно описанная на территории Нахичеванской АССР Ш.А. Азизбековым [1]. В основании (вскрытого опорной скважиной горы Дагна) разреза залегает нижедевонская (?) толща (вскрытая мощность 1414 м) углисто-графитизированных, пиритизированных песчанистых (в нижней и верхней частях), кристаллических и пелитоморфных известняков, переслаивающихся с углистыми известковыми аргиллитами и мелкозернистыми кварцевыми песчаниками (в средней части). Мощность эйфельских отложений на горе Дагна 551 м. Это — пелитоморфные и кристаллические известняки, местами песчанистые или с брекчиевидной текстурой (пачки от 4—6 до 40—80 м), пласты (1—7,2 м) мелкозернистых известковистых кварцевых песчаников, реже углистых известковистых аргиллитов (1,8—18,8 м).

Вышележащие садаракские слои живетского яруса сложены также темно-серыми пелитоморфными и кристаллическими известняками, местами брекчиевидными, с пачками (6—12 м) глинистых сланцев и с отдельными пластами известковистых мелкозернистых кварцевых песчаников (до 273 м). Данзские слои верхов живетского яруса представлены желтовато-серыми мелкокристаллическими доломитами, темно-серыми пелитоморфными известняками, частично песчанистыми и брекчиевидными, с прослоями (0,5—5 м) известковистых среднезернистых кварцевых песчаников и кварцитов (до 393 м).

Франский ярус слагают темно-серые мелко- и среднекристаллические известняки, черные пелитоморфные песчанистые и битуминозные, последние с прослоями (0,4—0,8 м) темно-серых мергелистых сланцев, тонкополосчатых кварцитов и фтанитов (до 629 м).

В разрезе фаменского яруса (до 357 м) больше мелкозернистых кварцитов, мелко- и среднезернистых кварцевых песчаников, чередующихся с темно-серыми кристаллическими известняками, частично песчанистыми и оолитовыми, с прослоями листоватых битуминозных глинистых сланцев (0,1—0,2 м).

Завершают разрез формации турнейские брекчиевидные и песчанистые кристаллические известняки, чередующиеся с черными глинистыми сланцами, кварцитами и песчаниками (до 193—213 м). Общая мощность формации превышает, таким образом, 3000 м.

Богатая донная фауна брахиопод и кораллов свидетельствует о мелководных условиях осадконакопления, нормальной солености бассейна, теплом климате. В кварцитах и кварцевых песчаниках отмечается косяя слоистость, по мнению Ш.А. Азизбекова, также мелководная. Смена органогенных известняков в разрезе более глубоководными глинистыми отложениями свидетельствует о колебательных движениях дна бассейна.

Близкая по возрасту фаменско-нижекаменноугольная формация (названная автором [90] дженаитской) развита в Передовом хребте Кавказа. В разрезе ее (до 2000 м) сероцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты чередуются с мощными пачками известняков с остатками брахиопод и фораминифер.

В бассейне р. Теберды низы формации представлены пастуховской свитой фамея, которая, по наблюдениям автора, слагается кварцево-литическими и полевошпатово-кварцевыми мелко-, средне- и крупнозернистыми плитчатыми песчаниками

и гравелитами с "плавающими" гальками кварца и зеленых сланцев, прослоями (0,2–0,5 м) мелкогалечных конгломератов, с пластинами серых и черных тонкоплитчатых алевролитов и кремнистых сланцев, темно-серых мелкокристаллических известняков (0,2–2 м). В песчаниках местами наблюдается диагональная слоистость (серии до 0,4 м, наклон слоев 20–30°). Мощность свиты до 500–600 м.

Выше залегает нижняя пачка агурской свиты (верхний фамен – нижнее турне): известняки внизу черные и серые, пахнущие сероводородом, сверху светло-серые, массивные, пелитоморфные, мелкокристаллические, с остатками кораллов (более 200 м). Верхняя пачка агурской свиты представлена темно-серыми песчаниками и филлитовыми сланцами с прослоями и линзами органогенных известняков (до 400 м).

С.М. Кропачев [1962 г.] выделяет также кырккольскую свиту, с конгломератами в основании, согласно залегающую на агурской. В конгломератах галька кварца, филлитов и известняков агурской свиты. Выше прослеживаются темно-серые филлитовые сланцы с линзами известняков с турнейскими фораминиферами. Мощность свиты до 600–650 м.

Условия осадконакопления, вероятно, также преимущественно мелководные (крупномасштабная косая слоистость, хотя находки донной фауны редки), однако часть осадков – глинистые и кремнистые (последние редки), видимо, более глубоководные, в начале агурского времени возможно и сероводородное заражение бассейна.

Несколько отличается от описанных выше как малой мощностью, так и парагенезом альбская карбонатно-глинисто-песчаная формация Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа. Характерный разрез ее описан автором и Л.Э. Алексеевой у д. Малыбейли, восточнее г. Степанакерта (снизу вверх): 1) известняк серый, пелитоморфный, прослоями органогенно-обломочный, с примесью (10%) зерен порфиритов, плагиоклаза, кварца, примерно на 50% состоящий из обломков раковин пелеципод, брахиопод (8 м), залегающий на среднеюрских туфоконгломератах; 2) песчаник известковистый, ярко-зеленый; весь пласт – одна косослоистая серия с наклоном слоев 25° (1,5 м); 3) переслаивание пластов ярко-зеленого мелкозернистого песчаника (0,4–0,8 м), переполненного лешковидными карбонатными стяжениями, и серых кристаллических известняков (0,2–0,4 м) с бугристой поверхностью слоев (18 м); 4) песчаник светло-серый, известковистый, плитчатый, с прослоями (до 0,1–0,2 м) песчаного известняка, с остатками криноидей, мшанок, аммонитов (32 м); 5) песчаник известняковый, крупнозернистый, переходящий в гравелит, крупно-перекрестнослоистый (мощность косослоистых серий 0,4–1,5 м; наклон слоев 20–30°), в песчанике окатанные обломки организмов, примесь зерен плагиоклаза, порфирита, амфибола (25 м); 6) песчаник светло-серый, известковистый, плитчатый, с остатками брахиопод (5 м); 7) туфобрекчия из обломков (2–40 см) андезито-базальтовых миндалекаменных порфиритов; цемент – туфоалевролит или карбонатный кристификационный (12 м). На неровной с глубокими (до 70 см) карманами поверхности слоя лежат сенонские известняки.

Не вызывает сомнений крайняя мелководность альбского морского бассейна у д. Малыбейли, высокая подвижность вод, активный перемыв органогенных осадков.

Карбонатно-глинисто-песчаные формации накапливались преимущественно в миогеосинклиналиях, на срединных массивах и геоантиклиналях, реже в эв- и миктогеосинклиналиях, а также во флишевых геосинклиналиях. С этой формацией связано флюорит-свинцово-цинковое стратиформное оруденение, в частности Барвинское месторождение в верхах улунтуйской свиты верхнего протерозоя Прибайкалья. Оруденение в нем развивается в горизонтах известняков и особенно интенсивно в темно-серых оолитовых и битуминозных их разностях. Высказываются предположения о первично-осадочном происхождении этих и других страти-

формных свинцово-цинковых месторождений, с последующими диагенетическими и метаморфическими преобразованиями или о гидротермальном их генезисе. Верхнепротерозойско-нижекаменноугольные карбонатно-глинисто-песчаные формации иногда железозносны и фосфоритозносны, а девонско-юрские — бокситозносны.

Известково-глинистая формация выделена автором при составлении карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР [43]. Представлена переслаивающимися глинами (аргиллитами), мергелями, пелитоморфными, оолитовыми, брекчиевидными и органогенными известняками.

Верхнепротерозойские формации этого типа отмечаются в Прибайкалье; ордовикско-девонские — на Урале; мел-палеогеновые — в Крыму, на Большом и Малом Кавказе и в Копетдаге.

По простиранию известково-глинистые формации замещаются рифовыми, доломитовыми, кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаными и туфо-песчано-конгломератовыми. В формационных рядах подстилаются граувакковыми, флишевыми, флишоидными, парамолассовыми, глинистыми; перекрываются флишоидными, слоистоизвестняковыми, доломитовыми, карбонатно-глинисто-песчаными.

В качестве примера можно описать верхнемеловую (туронско-датскую) известково-глинистую формацию Западного и Центрального Копетдага. По материалам А.А. Атабекяна и А.А. Лихачевой [5], разрез формации следующий (снизу вверх): 1) нижнетуронские слоистые алевритовые известняки и алевролиты (8,8 м) или зеленовато-серые алевролиты с желваками фосфорита (до 9,5 м), или зеленовато-серые алевролиты и песчаники с фосфоритовым горизонтом в основании (20,6 м); 2) верхнетуронские мергели или слоистые песчаники и песчанистые известняки (до 20–30 м); 3) коньякские мергели и известковистые глины с прослоями органогенных известняков и песчаников (20–120 м); 4) нижнесантонские светлосерые пелитоморфные известняки с прослоями мергелей (10–33 м); 5) верхнесантонские мергели, глинистые мергели или известковистые глины (73–216 м); 6) кампанские мергели, в средней части с прослоями известняков (140–450 м); 7) маастрихтские известняки с прослоями мергелей или мергели с прослоями известняков (200–500 м); 8) чаалджинская свита мергелей, местами с прослоями известняков (до 130 м), часть которой А.А. Атабекян и А.А. Лихачева относят к низам палеоцена, а П.И. Калугин и др. [1964 г.] почти целиком включают в датский ярус.

Среди известняков описываемой формации Копетдага А.А. Лихачева [5] различает афанитовые (сферовые и микрозернистые), глинистые, в том числе с глауконитом, и органогенно-детритовые. Сферовые известняки (преимущественно нижекампанские) сложены микрозернистым кальцитом, в котором "плавают" многочисленные сферы (0,03–0,1 мм), выполненные кристаллическим кальцитом, которые А.А. Лихачева относит к фораминиферам. Глинистые известняки (чаще маастрихтские) содержат от 80 до 92 % кальцита и от 8 до 20 % нерастворимого остатка, большая часть которого представлена пелитовыми частицами кварца; содержание окиси магния не более 1 %; почти постоянно присутствуют фораминиферы, органогенный шлам и сферы. Датские глинистые известняки содержат зерна глауконита (до 5 %), в них больше доломита (6,4–16, иногда 38 %). Органогенно-детритовые известняки редки (в туроне, коньяке, сантоне), в них имеется примесь обломочного материала (до 25 %), в том числе обломки раковин иноцерармов и др.

Мягкие неяснослоистые мергели, голубовато-серые, реже красные, содержат 20–40 % нерастворимого остатка, в том числе примесь алеврито-песчаного мате-

риала, большое количество раковинного детрита. Глинистые мергели (нерастворимый остаток 40–70 %) зеленовато-серые, с раковинами фораминифер, сферами, органогенным детритом, обломками кварца. Сливные плитчатые мергели не содержат остатков раковин, в породе тонко распылен сидерит. Все мергели почти лишены примеси окиси магния.

Известковистые глины (наиболее распространены в туронских и сантонских отложениях) — яркие, зеленовато-серые, пластичные, с высоким (18–30 %) содержанием кальцита; глинистая фракция представлена в основном гидрослюдами с разбухающими монтмориллонитовыми слоями, с постоянной примесью остроугольных песчано-алевритовых зерен кварца, обломками раковин иноцерамов.

Известково-глинистые формации накапливались преимущественно в миогеосинклиналях, иногда во флишевых геосинклиналях, эв- и миктогеосинклиналях, в неглубоких нормально-морских бассейнах при ограниченном поступлении обломочного материала.

Верхнемеловая формация Копетдага фосфоритоносна.

Гипсово-известково-глинистая формация выделена автором при составлении карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР [43] и объединяет палеоценовые отложения Восточного Копетдага. По латерали она замещает известково-глинистую формацию. Залегает на пестроцветной морской известково-глинисто-песчаной формации.

По материалам С.П. Вальбе [11], в составе гипсово-известково-глинистой формации выделяются (снизу вверх):

1) ходжабуланская свита — внизу зеленые глины и гипсы с прослоями доломитов, доломитизированных известняков и мергелей (68–117 м); выше гипсы с прослоями известняков и мергелей (до 102 м); вверху узловатые органогенные и отчасти хемогенные известняки с остатками пелещипод и фораминифер (19–43 м);

2) соризорская свита — внизу глинистые мергели или известковистые алевриты и глины с остатками устриц и фораминифер (10–34 м); выше глины с прослоями мергелей и алевритов (до 36 м); вверху голубовато-серые и серые опоквидные глины и опоки (17,6–35,6 м). Мощность уменьшается на юго-восток с 70–99 до 46 м;

3) дангмансайнгская свита — внизу кварцевые песчаники и алевриты (21–100 м); вверху грубослоистые светло-серые известняки и отчасти известковистые песчаники (9–38 м). Остатки фораминифер.

Известняки обычно несколько доломитизированные, светло-серые и светло-желтые, тонкокристаллические и пелитоморфные, массивные или узловатые, органогенно-обломочные, с раковинами пелещипод, внизу оолитовые и псевдооолитовые. Доломиты тонкокристаллические, массивные, светло-серые, грубослоистые. Гипсы тонкокристаллические, белые или сероватые, с примесью глинистого или алевритового материала. Мергели серовато-желтые, пелитоморфные и комковатые, органогенно-обломочные, с остатками раковин пелещипод и фораминифер. Глины серые и темно-серые, тонкослоистые, монтмориллонитовые или гидрослюдистые. Опоки сложены мельчайшими зернами глобулярного опала или его агрегатными сростками с примесью глинистого вещества. Песчаники и алевриты существенно кварцевые, с примесью зерен полевых шпатов и обломков кремнистых пород, крупные зерна окатаны, мелкие не окатаны.

Условия осадконакопления — лагунно-морские. Климат сухой и жаркий. Соленость в разных частях бассейна была неодинаковой (отложение как гипсов и доломитов, так и известняков); наличие прослоев мергелей с пелещиподами среди гипсов и доломитов свидетельствует о периодическом понижении солености вод. Позднее бассейн превратился в мел-

ководный морской, где накапливались органогенные известняки и терригенный материал.

Гипсово-известково-глинистая формация приурочена к окраинной части Копетдагской миогеосинклинали. Она меденосна.

Менилитовая формация выделена автором при составлении карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР [43]. Сложена черными и серыми аргиллитами, обогащенными органическим веществом и пиритом, с прослоями и мощными пачками песчаников; второстепенными, но характерными членами парагенеза являются прослои кремней, полосчатых известняков, туффитов и бентонитов.

К этой формации отнесены олигоценовые свиты: менилитовая в северо-восточной части Украинских Карпат и дусинская в юго-западной. Таким образом, менилитовая формация развита в периферических прогибах Карпатской флишевой геосинклинали, замещается в ее осевой части флишеидной, подстилается флишевой формацией. Формационные тела вытянутые, в поперечном профиле линзообразные, мощность их достигает 700–1700 м.

Менилитовая свита подразделяется [59] на три подсвиты, которые иногда считают самостоятельными свитами:

1) нижнеменилитовую – черные и коричневатые-черные аргиллиты и песчаники с кремневым горизонтом (20 м) в основании, резко подчинены алевролиты, грубо-обломочные и карбонатные породы, туффиты и бентониты (до 270 м);

2) среднеменилитовую (лопянецкую) – снизу горизонт полосчатых известняков (иногда кремневых), выше – серые известковистые аргиллиты и мергели, а также песчаники и алевролиты, подчинены черные аргиллиты, гравелиты, известняки, туффиты, бентониты, халцедонолиты (300 м);

3) верхнеменилитовую – серых и черных, частично известковистых аргиллитов с прослоями (до 3 м) песчаников и алевролитов (200–1500 м); снизу мало-мощная пачка плитчатых кремней, вверху местами горизонт (70–80 м) голубовато-серых пепловых туфов липаритов.

Мелкогалечные конгломераты и гравелиты изредка встречаются в нижнеменилитовой подсвите на возвышенности Покутье (Ивано-Франковская область). Они сложены полуокатанными, слабо отсортированными по размеру обломками сланцев, филлитов, реже кварцита, кварца, известняков. Среди песчаников преобладают мелкозернистые олигомиктовые, из кварцевых зерен с примесью полевых шпатов, слюд, обломков кремнистых и карбонатных пород. Некоторые слои песчаника обогащены органическим веществом (до 15%). Алевролиты сходны с песчаниками по составу, но имеют более обильный (до 50%) карбонатный цемент.

Черные и коричневатые-черные окремненные аргиллиты ("менилитовые сланцы") наиболее характерны и распространены. Глинистый материал их преимущественно гидрослюдистый [59]. Свободный кремнезем присутствует в виде микростяжений и равномерно пропитывает основную массу. Г.Д. Досин [1973 г.] описывает тонкополосчатую текстуру аргиллитов, обусловленную чередованием прослоек и линзочек, обогащенных органическим веществом и характеризующихся тонкой вкрапленностью пирита (до 10–12%), и прослоек, почти лишенных органического вещества. В.Л. Салтанов [76] отмечает, что текстура аргиллитов

массивная или параллельно-волнистослоистая, часто прерывистая и косослоистая; микрослоистость обусловлена прослоями, обогащенными алевритовым и песчаным обломочным материалом (1–40%), мелким детритом (обломки раковин гастропод, скелетов радиолярий, мшанок, спикул губок), обрывками водорослей. Содержание обуглившегося органического вещества (керогена) в аргиллитах по естественным выходам [59] в среднем 4,81, в отдельных слоях [76] до 40%. По данным А.И. Гинзбург [76], органическое вещество сапропелито-гумитового типа, значительно реже коллоальгинитового облика. Встречаются единичные хорошей сохранности водоросли (талломоальгинит) и смоляные тела (резинит).

Известковистые аргиллиты с относительно невысоким содержанием органического вещества (меньше 1%) широко развиты в среднеменилитовой подсвите. Они представляют собой смесь тонкодисперсного гидрослюдистого и известковистого материала с заметной примесью неокатанных зерен кварца и чешуек слюд.

Бентонитовые глины на 90% состоят из глинистого материала (монтмориллонита с примесью гидрослюды). Отмечаются [59] карбонатная примесь, алевритовые зерна кварца и полевых шпатов, обломки вулканического стекла серповидной, неправильной треугольной и многоугольной формы.

Известняки встречаются в виде отдельных прослоев и линз. Состоят из микрозернистого кальцита с незначительной примесью алевритовых зерен кварца, чешуек слюд, в среднеменилитовой подсвите — с постоянной примесью глинистого вещества. Полосчатые известняки маркирующего горизонта сложены очень тонкодисперсным известковым материалом с небольшим процентом доломита, всегда окремнены; полосчатость обусловлена субпараллельным расположением тонких линзочек органического вещества.

Мергели встречаются вместе с известняками, состоят из смеси криптокристаллического кальцита с гидрослюдистым веществом, содержат до 3% органического вещества, в маркирующих горизонтах (особенно нижнем, кремневом) окремнены.

Черные, темно-серые и коричневые халцедонолиты сложены тонкоагрегатным халцедоном, иногда с примесью опала или глинистого материала, всегда с органическим веществом (в среднем 0,78%) и пиритом; парагенетически связаны с черными аргиллитами, обогащенными органическим веществом.

По данным Л.М. Рейфмана [59] и А.В. Максимова, довольно широко распространены пирокластические породы, приуроченные к нижнему и верхнему кремневым горизонтам, к верхним частям ниже- и верхнеменилитовой подсвит (чечвинский горизонт туфов). Отмечаются и туфы, но преобладают туффиты и туфоаргиллиты, всегда тонкообломочные; пепловые частицы размером 0,01–0,1 мм, форма их различна, но всегда удлиненная и изогнутая. По данным химических анализов соответствуют кислым породам (типа липарита и реже дацита).

Проводились технологические исследования менилитовых сланцев в целях их промышленного использования. Оказалось, что лишь маломощные слои их обладают теплотой сгорания свыше 1450 ккал/кг — минимальной для твердого топлива. Продолжаются опыты по обогащению менилитовых сланцев. Из менилитовых сланцев можно получать [76] газ с теплотой сгорания 300—400 ккал/м³. Из золы и шлака, полученных при газификации, в лаборатории были изготовлены шлакоизвестковый цемент, облицовочные плитки, теплоизоляционные изделия и силикатный кирпич. Е.И. Вульчин [1973 г.] рассматривает менилитовые сланцы как низкокондиционную руду на редкие элементы (они обогащены германием, кадмием, молибденом и др.).

По личным материалам автора, в сравнении с карпатским флишем в породах менилитовой формации более высокое содержание молибдена (в песчаниках в 4,2 раза, в аргиллитах в 8 раз), ванадия (в песчаниках в 1,3, в аргиллитах в 2,1 раза), хрома, а в песчаниках и алевролитах — железа, никеля, меди; более низкое стронция и марганца. Кроме того, характерны более низкая карбонатность и более высокая доломитизация терригенных пород (для флиша отношение $Mg/Ca = 0,1 \div 0,84$, а для песчаников, алевролитов и аргиллитов менилитовой формации 2,5—7,61), а также большие значения отношений Fe/Mn и малые Al/Ti , Sr/Ba , Mn/Cu , V/Cu .

По данным А.В. Максимова и Л.М. Рейфмана, а также М.М. Иванника и Н.В. Маслуна, накопление менилитовой формации происходило в нормально-морском бассейне с глубинами 100—400 (500) м в условиях теплого климата; постоянное сероводородное заражение отсутствовало. Сравнительная мелководность бассейна обосновывается сохранностью больших масс органического материала, находками представителей мелководных родов рыб, крабов, остатков наземных растений. Накопление больших масс органического вещества связывают с расцветом микрофитопланктона, главным образом динофлагеллат.

Кремнистые породы менилитовой формации первоначально представляли собой смесь пеплового материала и скелетных образований диатомовых, силикофлагеллат и других водорослей. Более тонкий (пелитовый) вулканический пепел, слагавший тонкие слои, преобразовывался в бентониты, а скопления пепла более грубой размерности образовали пласты туфов. Полосчатые известняки по меньшей мере на 50—60 % состоят из остатков кокколитофорид. Таким образом, породы менилитовой формации часто включают в разных пропорциях и терригенный, и органогенный, и пирокластический материал, причем поступление в бассейн пеплового материала стимулировало расцвет фитопланктона, создавшего большие массы органического вещества. Г.Д. Досин [1973 г.] предположил, что чередование слойков, обогащенных и обедненных органическим веществом, обуславливалось сезонным "цветением" фитопланктона.

Кремнистые формации

К кремнистым геосинклинальным формациям принадлежат яшмовая, кремнисто-сланцевая, кремнисто-диатомитовая, углисто-кремнистая и кремнисто-железистая. За исключением специфической докембрийской кремнисто-железистой формации, геосинклинальные кремнистые формации тесно связаны с процессами вулканизма и накапливались в эв- и миктогеосинклинальных прогибах.

Яшмовая формация описана Н.С. Шатским [84, с. 16–143]. Она представлена в одних районах красными "сургучными", реже зелеными яшмами и яшмовидными кремнистыми туфами с прослоями терригенных пород и подчиненными линзами известняков; в других — чередованием мощных (до 50–100 м) пачек яшм с покровами диабазов, порфиров, переслаивающихся с полимиктовыми, иногда граувакковыми песчаниками. Второстепенный, но постоянно присутствующий член формации — прослой кварцитов.

Яшмовые формации на территории СССР довольно редки. Самостоятельная яшмовая формация выделена Г.А. Каледой среди верхнесилурийско-нижнедевонских образований северо-восточной части Алайского хребта (Южный Тянь-Шань). В других случаях обособляются вулканогенно-яшмовые формации: кембрийские спилит-диабаз-яшмовые Удско-Селемджинского района; эйфельская кварцкератофир-спилит-диабаз-яшмовая карамалыташская на Южном Урале; девонско-пермские и верхнемеловая спилит-диабаз-яшмовые и базальт-андезит-яшмовая в Корякии и Олюторском прогибе. В латеральных формационных рядах они замещаются рифовой, карбонатно-глинисто-песчаной, флишоидной формациями.

Карамалыташская формация охарактеризована И.В. Хворовой [79, 80]. По ее данным, формация имеет двучленное строение и состоит из двух комплексов (подформаций): нижнего вулканогенного карамалыташского и верхнего яшмового бугульгирского. Вулканогенный комплекс (до 1000–1200 м) образован преимущественно лавами (спилиты, на некоторых участках, чаще вверху разреза, мощные тела кератофиров и кварцевых кератофиров), которым резко подчинены туфы и яшмы. Яшмы, туффиты и кислые туфопелиты образуют небольшие слоистые пачки. Бугульгирский комплекс (от нескольких метров до 150–200, реже до 400 м) в одних разрезах представлен почти сплошными тонко- и толстослоистыми яшмами, в других яшмовые пачки чередуются с пачками (от нескольких метров до 50 м) переслаивания кислых мелко-тонкозернистых туфов, туффитов и яшм. Соответственно И.В. Хворова различает яшмовую и яшмово-туфовую элементарные породные ассоциации. Еще более усложняют разрез локально проявляющиеся эффузивные и субвулканические породы.

В петрофонд карамалыташской формации как главные компоненты входят лавы и продукты хемогенной (яшмы) и биогенной садки; как второстепенные — продукты эксплозий и терригенный материал (глинистая составляющая туффитов). Не останавливаясь на характеристике эффузивных пород, отметим, что, по данным И.В. Хворовой, пирокластические породы представлены основными (шлаковые агломераты, шлаково-кристаллические и шлаково-кристалло-литокластические туфы) и кислыми (туфы кератофиров и кварцевых кератофиров) разностями. Среди последних различаются два типа: довольно грубые, часто агломератовые, нередко гематизированные, встречающиеся локально, и слоистые, тонко-мелкозер-

нистые, кристалло-витрокластические, переходящие в кремнистые туффиты (слой 5–10, реже 50–70 см, чередующиеся с яшмами).

В яшмово-туфовых пачках отмечаются ритмы: средне-мелкозернистый туф (0,5–2,5 м) → кремнистый туффит (до 1 м) → яшмы (менее 0,5 м); повсеместна отчетливая горизонтальная слоистость. Кроме того, яшмы слагают сплошные пачки и толщи (десятки метров, до 200 м). Кроме слоистых яшм встречаются кварцево-гемацитовые тела с колломорфно-плойчатой текстурой.

Известняки присутствуют в виде редких линз толщиной иногда до 25–35 м и длиной несколько сотен метров. Известняки обломочные и органогенные (биогермы), богатые остатками кораллов, строматопоронидей, брахиопод, криноидей, водорослей. Во многих местах линзы известняков частично или почти полностью размыты. За счет размыва вулканических построек и связанных с ними биогермов образовались конгломераты и песчаники.

В Алайском хребте Г.А. Каледа [41] отнес к яшмовой формации верхнелудловско-йфельские толщи яшм, кремнистых сланцев, фтанитов и других кремнистых пород. Обычными, но необязательными членами формации являются известняки, глинистые сланцы, песчаники, туфы, лавы. Различаются собственно яшмовая и карбонатно-яшмовая подформации. Первая представлена разнообразными яшмами и яшмовидными силицитами, среди которых в небольшом количестве встречаются прослойки туфов, пласты основных и средних эффузивов, глинистых сланцев, песчаников, а также песчанистыми силицитами. В карбонатно-яшмовой подформации силициты ритмично чередуются с известняками, причем последние образуют первый элемент ритма и в основании слоев нередко содержат примесь песчаного материала. Иногда в составе ритмов имеются и глинистые породы: известковистый песчаник (40 см) → тонкополосчатый силицит (60–70 см) → чередование прослоев (1–10 см) аргиллита и силицита (100 см) или песчанистый известняк (25 см) → силицит (40 см) → аргиллит (15 см).

Карбонатно-яшмовая подформация или перекрывает яшмовую, или замещает ее по laterali, а далее в свою очередь замещается рифовой формацией. Г.А. Каледа [41] отметил приуроченность яшмовой формации к склонам подводных подпятий, вершины которых были сложены рифовой формацией; в сторону осевой части прогибов яшмовая формация фациально замещалась спилит-диабазовой (рис. 6).

Яшмы описаны И.В. Хворовой [80]. Для них характерна красная окраска, обусловленная окисными формами железа, иногда яшмы желто-пестчатые (красные прослойки чередуются с желтыми, лиловыми, зелеными), изредка темно-коричневые или черные (окрашенные окислами марганца). Обычно они горизонтально-слоистые, тонкослоистые сравнительно редки. Состоят из довольно однородной микро- или крипстокристаллической халцедоново-кварцевой массы, содержат несколько процентов опала. Характерны остатки радиолярий, изредка очень тонкие спиккулы кремневых губок. Довольно широко развиты глинистые разности яшм (примесь слюды или гидрослюды, меньше хлорита). На электронно-микроскопических снимках [Хворова И.В., Димитрик А.Л., 1972 г.] выявляется кристалломорфная и субкристалломорфные микроструктуры яшм, что очень сближает их с новакулитами и отличается от фтанитов, гораздо хуже раскристаллизованных (широкое развитие глобулярного и псевдоглобулярного строения, преобладает халцедон). Этими авторами высказывается предположение, что обилие органического вещества затрудняет раскристаллизацию кремнезема, в яшмах же нет органического вещества и кремнезем раскристаллизован более полно.

Вообще химический состав яшм имеет характерные особенности [80]. И яшмы, и фтаниты бескарбонатны. Яшмы, особенно чистые, не-

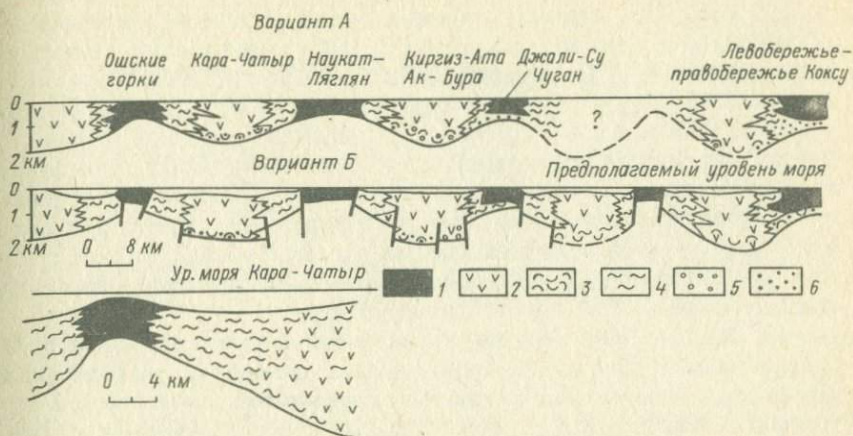


Рис. 6. Литолого-фациальный профиль верхнего силура – нижнего девона восточной части Гиссаро-Алайской геосинклинали. По материалам Г.А. Каледы [41].

1 – рифовые известняки; 2 – эффузивы; 3 – туфы; 4 – силициты; 5 – конгломераты; 6 – песчаники.

сколько богаче железом, чем фтаниты (в чистых яшмах железа в среднем 1,11, в чистых фтанитах 0,48, в глинистых яшмах 2,35, а в глинистых фтанитах 1,14 %). Ещё значительнее они обогащены марганцем (в чистых яшмах 0,152, в глинистых 0,196, в чистых фтанитах 0,008, в глинистых 0,033 %). Напротив, в яшмах количество органического углерода очень низкое, а фтаниты несколько богаче углеродом по сравнению с другими кремнистыми породами (в чистых фтанитах 0,55, в глинистых 0,78, в сильно глинистых 1,32 %). Содержание фосфора сильно меняется, но в среднем во фтанитах оно в 4–5 раз выше, чем в яшмах. Соответственно яшмовые формации обычно марганценосны и иногда железозносны, а фосфориты для них не характерны [84, с. 52–143].

Условия образования яшмовых формаций недостаточно выяснены. Сводка по этому вопросу составлена И.В. Хворовой [80], которая намечает две главные конкурирующие гипотезы: батиметрического контроля и вулканогенную. Сторонники первой гипотезы считают, что яшмы накапливались в абиссали. При этом уже Л. Кайе [1929 г.] обращал внимание на бескарбонатность яшм, что объяснял растворением кальцита на глубине. Не отрицается и существование парагенеза вулканитов и яшм, но допускается, что яшмонакопление не зависит от вулканизма, а они пространственно приурочены к одним и тем же троговым депрессиям. Главным аргументом в пользу отнесения яшм к абиссальным образованиям явилось сопоставление их с современными радиоляриевыми илами, которые накапливаются на глубине более 4600–5000 м исключительно в экваториальной зоне океана биогенным путем.

Однако И.В. Хворова [80] убедительно показала, что геосинклиналь-

ные яшмовые формации не являются гомологами современных радиоляриевых илов. Она отмечает, что яшмы накапливаются на различных, но не абиссальных глубинах, иногда чередуются с относительно мелководными осадками. Это представление наиболее убедительно. Присутствие в разных частях разреза палеозойской спилит-диабаз-яшмовой формации Корякии органогенных известняков с остатками кораллов, мшанок и других организмов свидетельствует, что хотя бы некоторые образования этой формации были мелководными. Особенно интересно, что в сенонской спилит-диабаз-яшмовой формации Олюторского прогиба не только в породах, сопутствующих яшмам, но и в самих яшмах найдены крупные раковины иноцерамов и колпачковых гастропод, а это доказывает сравнительную мелководность некоторых яшм.

И.В. Хворова [80] и другие развивают вулканогенную гипотезу образования яшм. Одним из источников выноса кремнезема при подводных извержениях считается взаимодействие раскаленной лавы и пирокластов с морской водой. Когда активный период излияний заканчивался, начинался газово-гидротермальный вынос вещества, в частности кремнезема. Это благоприятствовало расцвету радиолярий. Вынос подводными гидротермами и фумаролами углекислого газа и других кислых газов благоприятствовал осаждению кремнезема и препятствовал карбонатнакоплению, чем объясняется бескарбонатность яшм и фтанитов.

В справедливости гипотезы батиметрического контроля сомневаются многие геологи, изучающие радиоляриты Альп [Garrison R.E., 1974 г.; Hsü K.J., 1976 г.], а Р.Л. Фолк [McBride E.F., Folk R.L., 1979 г.] считает даже, что юрские радиоляриты Ломбардии сформировались в пределах приливно-отливной зоны, где происходило накопление эвапоритов и их растворение.

Яшмовые формации, как указывалось выше, марганценосны, иногда железоносны и фосфоритоносны. Среднедевонская карамалыташская яшмовая формация Южного Урала включает большую группу браунитродонитовых марганцевых месторождений западного борта Магнитогорского синклинория. На севере в этой формации наблюдаются два, а на юге три яшмовых горизонта с рудами (рис. 7): нижний — уразовский, средний — биккуловский и верхний — бугулыгырский. Южнее г. Магнитогорска яшмовые горизонты замещаются пачками омарганцованных кремнистых сланцев. Месторождения образуют цепочки, протягивающиеся вдоль яшмовых горизонтов на десятки километров. На Кучаровском месторождении в парагенезе с марганцевыми встречаются кремнистогематитовые руды.

Спилит-диабаз-яшмовые формации нижнего и верхнего кембрия Удско-Селемджинского района вмещают пласты вулканогенно-осадочных гематитовых, гематит-магнетитовых и марганцевых (браунитовых и карбонатных) руд, а также скопления фосфоритов. Железородные месторождения локализуются в Улигданском прогибе. Наиболее значительные скопления марганцевых (родонит-родохрозитовых и браунитовых) руд установлены в верхней толще верхнего кембрия (Ир-Нимийское месторождение с шестью марганценосными горизонтами). Месторождение

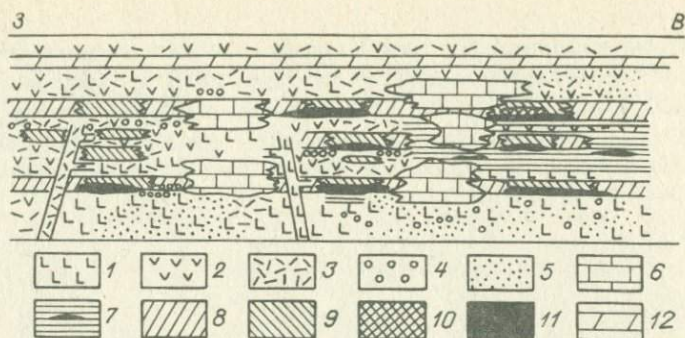


Рис. 7. Литологический профиль марганцевых месторождений Южно-Уральской группы [22].

1-3 - эффузивы: 1 - основные, 2 - средние, 3 - кислые; 4 - туфы; 5 - туффиты; 6 - известняки; 7 - глинистые сланцы; 8 - кремнистые сланцы; 9 - яшмы; 10 - гематитовые руды; 11 - марганцевые руды; 12 - доломиты.

рождения фосфоритов (Нельканское, Нимийское и Лагапское) приурочены к восточной и центральной частям Селиткано-Нимийского поднятия (хр. Джагды). Фосфориты накапливались на мелководье, оконтуривавшем небольшие рифы.

Кремнисто-сланцевая формация описана Н.С. Шатским [84, с. 16-143]. И.В. Хворова [80] называет ее "фтанитовой". Сложена темноокрашенными кремнистыми сланцами (то кремнисто-глинистыми, то кремнисто-туфовыми, то более чистыми яшмовидными); сланцы углистые, нередко битуминозные. Кремнистые сланцы переслаиваются с глинистыми и углисто-глинистыми, местами в них появляются пачки и толщи туфов, граувакк, линзовидные слои известняков, прослои типичных "сургучных" яшм.

Кремнисто-сланцевые формации на территории СССР распространены шире яшмовых. Верхнепротерозойские кремнисто-сланцевые формации выделяются в Восточной Туве и в Джагдинском прогибе Приохотья; кембрийские в Центральноказахстанской и Алтае-Саянской областях; ордовикские на Урале, Южном и Среднем Тянь-Шане, в Казахстане; силурийские в Южном Тянь-Шане; девонско-каменноугольные на Урале, в Южном Тянь-Шане, Джунгаро-Балхашской, Зайсанской, Приохотской, Сихотэ-Алинской системах; каменноугольно-пермские в Монгольской и Сихотэ-Алинской системах; триасово-юрские (нижнемеловые) в Сихотэ-Алине и на п-ове Тайгонос; юрско-меловые и меловые на Сахалине, Камчатке, в Охотско-Корякской системе и в Южно-Ануйском прогибе; верхнемеловые - палеогеновые в Олюторском прогибе.

Парагенетически они связаны с кварцкератофир-спилит-диабазовыми, спилит-диабазовыми, андезит-базальтовыми, базальт-андезитовыми, трахит-базальтовыми, андезит-дацитовыми и базальт-липаритовыми формациями, а также с формацией кварцевых кератофиров. По латерали замещаются вулканогенными, а также туфо-песчано-конгломератовыми,

туфо-глинисто-песчаными, граувакковыми, полимиктовыми, флишоидными и слоистоизвестняковыми; подстилаются и перекрываются в основном теми же формациями, а также карбонатно-глинисто-песчаными и кремнисто-карбонатными. Таким образом, кремнисто-сланцевые формации парагенетически связаны с более разнообразными вулканогенными формациями, чем яшмовые.

В качестве примера И.В. Хворова описывает [80] сакмарскую вулканогенно-кремнисто-сланцевую ("фтанитовую") формацию Южного Урала и Северных Мугоджар. Стратиграфический объем ее — на севере от среднего лландовери до лудлова включительно, на юге только нижний силур. На восточном склоне Южного Урала она фациально замещается одновозрастной вулканогенной, на западе — платформенной глинисто-известняковой формацией.

Вулканические комплексы тяготеют к восточной и центральной частям тела, залегая на разных уровнях среди фтанитов и замещаясь на северо-запад и запад фтанитами и кремнисто-глинистыми сланцами. Эффузивные породы (спилиты, альбитовые диабазы, менее порфириты и еще реже кварцевые кератофиры) образуют мощные толщи почти без прослоев осадочных пород. Им подчинены специфические спилитовые подушечные брекчии и туфобрекчии. В них спорадически встречаются небольшие линзы, пласты и пачки фтанитов. В осадочных комплексах формации даже небольшие покровы лав редки. Мощность 350–700 м, а там, где формация насыщена вулканитами, она превышает 1000 и даже 1500 м.

Осадочные комплексы сакмарской формации представлены фтанитами, которым подчинены небольшие фтанитово-туфовые толщи, развитые локально. Фтаниты образуют мощные, довольно однообразные толщи, состоящие из переслаивания чистых и слабо глинистых разностей с глинисто-кремнистыми сланцами. Характерно чередование толсто- и тонкослоистых пачек. Толстослоистые пачки почти лишены глинистых прослоев и образованы пластами однородных темных фтанитов (от 0,3 до 1,5 м). Иногда среди фтанитов появляются прослой (1–2 см) кремнистых песчаников и гравелитов, а также пласты мелкообломочных кремнистых брекчий. Изредка наблюдаются скопления крупных (20–30 см) кусков "пенистой лавы". Тонкослоистые пачки представляют собой чередование фтанитов (пласты от 2–3 до 20 см) с темными глинистыми фтанитами и кремнисто-глинистыми сланцами (слои от 1–2 см до нескольких сантиметров), в которых обычно встречаются остатки граптолитов. Во фтанитах часто наблюдаются тонкая слоистость, обусловленная скоплением раковин радиолярий, а также прослой и конкреции, обогащенные фосфатным веществом.

Кремнисто-туфовые толщи характеризуются присутствием среди фтанитоподобных кремнистых пород прослоев темно-оливковых и зеленовато-желтых туфогенных аргиллитов и алевролитов, представляющих собой измененные тонкие пенлы, иногда с примесью осадочного кремнезема, переходящие в кремнистые туффиты. В них много остатков кремневых губок, радиолярии попадают лишь в единичных экземплярах. Изредка присутствуют пласты и пачки более крупнозернистых туфов смешанного состава (андезито-липаритовых) в виде редких мало мощных (20–30 см) прослоев среди фтанитов, то почти сплошных пачек (около 100 м), в которых кремнистые породы присутствуют лишь в виде отдельных прослоев и конкреций.

Необходимо оговорить, что "фтанитами" И.В. Хворова [80] называет сходные с яшмами породы, состоящие из микро-криптокристаллического кварца и халцедона с незначительным содержанием опала, но окрашенные в темные — темно-серые и почти черные — цвета. Выше указывалось, что фтаниты отличаются от яшм повышенным содержанием углерода и фосфора, железо присутствует в них в закисной форме. Электронно-микроскопические исследования показали, что фтаниты раскристаллизованы хуже, чем яшмы. Глинистые разности фтанитов распространены больше, чем глинистые яшмы. Глинистая примесь гидрослюда или гидрослюдисто-хлоритовая; при большом ее содержании порода пере-

ходит в черный кремнисто-глинистый сланец или кремнистый аргиллит. Как и яшмы, фтаниты содержат обильные остатки радиолярий. Кремнистые сланцы, по И.В. Хворовой, — кремнистые породы, не имеющие типичного для яшм и фтанитов облика и химического состава.

Для сравнения приведем также, по данным М.Г. Хисамутдинова [23], характеристику андезит-базальт-кремнисто-сланцевой живетско-франской формации Зайсанской складчатой системы. Наиболее полно формация развита во внешней Южно-Саурской подзоне Жарма-Саурской зоны, а в Восточно-Жарминской и Северо-Саурской подзонах той же зоны она фациально замещается вулканогенной формацией. В Южно-Саурской подзоне нижняя толща (1000 м) сложена кремнистыми алевролитами и сланцами с подчиненными пропластками и линзами песчаных известняков, пластами бордовых яшм и диабазовых порфиритов; сверху толщи пачка известняков (250 м). В основании вышележащей толщи (мощностью около 800 м) залегают базальтовые порфириты, которые сменяются выше переслаиванием андезитовых порфиритов с покровами лав и пластами туфов кварцевых альбитофиров, с горизонтами туффитовых песчаников, алевролитов, полосчатых кремнистых сланцев. Третья снизу толща (800 м) представлена спилитами, базальтовыми и андезит-базальтовыми порфиритами с подчиненными прослоями туфов и кремнистых сланцев. Выше залегает толща (900 м) кремнистых сланцев и "сургучных" яшм с подчиненными покровами базальтовых и андезитовых порфиритов. Завершает разрез формации толща преимущественно песчаников (700–900 м): полимиктовые, граувакковые и туфогенные песчаники, а также кремнистые и известковистые алевролиты, переслаивающиеся с покровами диабазовых и андезитовых порфиритов, агломератовыми и тонкозернистыми туфами; в средней части толщи — известковистые песчаники и линзы известняков.

Кремнистые сланцы и кремнистые алевролиты — зеленые, черные, зелено-лиловые, нередко тонкослоистые, содержат отдельные линзы "бордовых" яшм. В них отмечается повышенное содержание марганца.

Накапливались кремнисто-сланцевые формации в эвгеосинклинальных, реже в миктогеосинклинальных прогибах. Очевидно, как и яшмовые формации, отлагались в морских условиях на разной глубине (от сравнительно мелководных в архипелагах вулканических островов до более глубоководных, но не абиссальных). Не вызывает особых сомнений связь описываемых формаций с подводным вулканизмом, но, по мнению Н.С. Шатского [84, с. 52–143], кремнисто-сланцевая формация может быть удалена от зон вулканических извержений дальше (на 50–100 км), чем яшмовая формация. Родство кремнисто-сланцевых формаций с яшмовыми подчеркивается присутствием в некоторых из них типичных яшм (в качестве второстепенного члена формации).

В вулканогенно-кремнисто-сланцевых формациях концентрируются серно- и медно-цинково-колчеданные стратиформные месторождения (уральского типа). Примерами их могут служить Урупская группа в Передовом хребте Кавказа, Акбастауское и Кусмурунское месторождения в Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе, Подольское, Сибайское, Учалинское и другие месторождения на Урале. В них преобладают серноколчеданные руды, подчинены медно-, цинково- и медно-цинково-колчеданные. В кровле массивных рудных тел нередко отмечаются конгломератовидные руды, являющиеся, вероятно, продуктами почти синхронного размыва массивных руд. Месторождения формируются в кальдерах проседания или на флангах вулканических гряд и могут рассматриваться как вулканогенно-осадочные. В качестве примера фосфо-

ритовых месторождений, связанных с кремнисто-сланцевой формацией, Н.С. Шатский описывал [84, с. 52–143] нижнепалеозойские пластовые фосфориты Мансфилда из Австралии.

Кремнисто-диатомитовая формация выделена Л.И. Красным и А.Ф. Михайловым [44]. Сложена преимущественно белесоватыми диатомовыми алевролитами, ритмично чередующимися с туффитовыми песчаниками и туфами кислого (реже среднего) состава. Мощности до 1500–1700 м. Специфическая кайнозойская формация. Накапливалась в эвгеосинклинальных прогибах Курило-Камчатской системы. По простираанию замещается базальт-андезитовой формацией, подстилается базальт-андезитовой, туфо-песчано-конгломератовой и граувакковой формациями.

Примером может служить описанная Ю.В. Жегаловым [30] каменная свита миоцена Командорских островов. Сложена она внизу алевропелитовыми липаритовыми туфами, образующими с псаммитовыми туфами пачки (3–5 м) тонкочередующихся слоев (1–3 см), которые разделяются монолитными пластинами (1–2 м) псаммитовых туфов. Иногда последние отсутствуют и мощность тонкослоистых пачек возрастает до десятков и сотен метров. Мелкообломочные туфы почти постоянно содержат обломки раковин пелеципод, остатки диатомей и т.д. В верхних горизонтах формации основную роль в разрезе приобретают диатомиты и туфодиатомиты. В диатомитах найдены остатки макрофлоры. По всему разрезу встречаются отдельные маломощные прослои и линзы органогенного известняка и мергели, количество которых увеличивается в верхних горизонтах. Общая мощность видимого разреза формации на о. Беринга 1000–1100 м.

Одновозрастная ей среднемиоценовая итурупская серия Курильских островов [30] также может быть отнесена к кремнисто-диатомитовой формации. В основании ее на о. Парамушир лежат мелкообломочные туфобрекчии (10 м), вверх по разрезу сменяющиеся сначала псефитовыми, а затем псаммитовыми и алевроитовыми туфами, туффитами, туфодиатомитами с остатками пелеципод, с редкими прослоями туфогенных песчаников. Заканчивается разрез чередованием алевроитовых и псефитовых туфов, туффитов, туфодиатомитов. Мощность формации около 1100 м. На о. Итуруп желтовато-серые туфогенные песчаники, алевроитовые туффиты и туфодиатомиты с остатками пелеципод, рыб, литовой флоры чередуются с пластинами и пачками туфоконгломератов и туфобрекчий.

Кремнисто-диатомитовые формации накапливались в морских условиях (на что указывают обилие планктонных диатомей и пелециподовая фауна) в эпохи некоторого успокоения вулканической деятельности и тектонической активности. Считается, что пирокластический материал принесен из относительно удаленных источников [30]. Глубины моря, судя по остаткам пелеципод, линзам органогенных известняков, находкам листовой флоры, вряд ли были очень значительны. Образование кремнистых пород связано с обилием тонких витрокластических туфов: 1) пепел может служить питательным материалом для диатомей; 2) тонкий пирокластический материал частично растворяется, обогащая воду кремнеземом; 3) поступающие с вулканической суши воды вносят много веществ, способствующих развитию кремневого планктона.

Углисто-кремнистая формация выделена В.И. Поповым и именовалась им "удаленной силицито-углеродистой" [56]. Представлена ритмично переслаивающимися разнообразными кремнистыми, кремнисто-глинистыми, углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми и другими

сланцами с повышенным содержанием ванадия и отчасти фосфора. К аллофильным членам формации относятся известняки, доломитизированные известняки и доломиты.

На территории СССР выделяется лишь кембрийско-нижнеордовикская углисто-кремнистая формация, развитая в Среднем Тянь-Шане, в Улутау и Джунгарском Алатау и протягивающаяся на 2000 км. В формационном ряду она подстилается валунно-глинистой и полимиктовой формациями; перекрывается флишовой, по латерали замещается фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формацией Малого Каратау. В Среднем Тянь-Шане прослеживается от Большого Каратау через горы Джебаглы, Кёк-Ийрим-Тоо, хр. Джетым-Тоо и далее на восток. Наиболее отличаются друг от друга разрезы углисто-кремнистой формации в северной и южной частях хр. Джетым-Тоо, где В.В. Шабалин и К. Сагындыков [82] наметили караторский (южный) и шорторский (северный) типы разрезов.

В караторском типе разрезов формация представлена толщей кремнистых пород. В западной части выходов (пер. Телек — р. Восточный Каратор) внизу выделяется пачка темно-серых и черных кремнистых и углисто-кремнистых алевролитов и лидитов с прослоями углисто-кремнистых сланцев (15–30 м). Выше прослеживаются пачки темно-серых, до черных, углисто-кремнистых сланцев, в средней части обогащенных ванадием, молибденом и другими металлами, с прослоями и линзами темно-серых массивных известняков. Вверху — пачка (150–180 м) переслаивающихся серых кремнистых сланцев с прослоями темно-серых известняков и ванадиеносных углисто-кремнистых сланцев. Общая мощность толщи до 300 м. В восточной части выходов караторского типа разрезов (хр. Джетым-Тоо, пер. Кызылбел) формацию слагает толща (до 500 м мощностью) серых кремнистых и карбонатно-кремнистых алевролитов с вкрапленностью пирита, внизу с редкими прослоями углисто-кремнистых сланцев [82].

В шорторском типе разрезов хр. Джетым-Тоо формация (шорторская серия) подразделяется на три свиты [82]: а) среднекембрийскую кремнистых пород с прослоями и линзами ванадиеносных углисто-кремнистых сланцев (от 30–50 до 100–120 м); б) средне-верхнекембрийскую карбонатную (200–400 м) и в) нижнеордовикскую глинистых и кремнистых сланцев с верхним ванадиеносным горизонтом (100 м).

Среднекембрийская ванадиеносная свита, по данным М.М. Адышева и др. [1964 г., 1967 г.], состоит из ритмично переслаивающихся темно-серых кремнистых и ванадиеносных углисто-глинистых сланцев. На одном из участков появляются внутриформационные конгломераты из обломков черных кремнистых сланцев, углисто-фосфорито-глинистые сланцы и доломитистые известняки. Углисто-глинистые сланцы — черные, слоистые, состоят из гидрослюд, иногда встречается хлорит, содержат 5–10 % $С_{орг}$ и более, сосредоточенного в мельчайших линзочках, обычно мелкая вкрапленность пирита, реже крупные кремнистые и фосфорито-кремнистые конкреции. Обогащены ванадием, молибденом, фосфором, свинцом, медью, хромом, висмутом, мышьяком, оловом и другими элементами. Кремнистые сланцы — темно-серые, полосчатые (полосы 0,5–2 см), слоистые.

В верхней (кокбельской) свите нижнего ордовика хр. Джетым-Тоо мощностью до 400 м К.Е. Калмураев и др. [1967 г.] отмечают два крупных ритма следующего строения: песчаники аркозовые, кварцево-аркозовые, кварцево-полевошпатовые до кварцевых, грубозернистые с гравийным, реже галечным материалом, слабо окатанные и сортированные (10–30 м) → сланцы глинистые, реже карбонатно-глинистые, плитчатые, пестроцветные (8–25 м) → массивные железисто-марганцовистые силициты с реликтами радиолярий и спикулами губок, пестроцветные, полосчатые (15–80 м) → сланцы глинистые и алевроито-глинистые, гематито-серицитозные

кварцевые до серицито-кварцевых, пестроцветные, местами с волноприбойными знаками ряби (до 5–8 м). Песчаники только в основании верхнего ритма. Наиболее глубоководными считаются железисто-марганцовистые породы третьего элемента ритма, а сланцы четвертого элемента относятся к регрессивной части ритма. В железисто-марганцовистых кремнистых породах третьего элемента ритма отмечается повышенная концентрация руты, свинца, олова, кобальта, никеля, хрома и стронция.

К шорторскому типу разрезов хр. Джетым-Тоо близки разрезы углисто-кремнистой формации в горах Кёк-Ийрим-Тоо, Джебаглы, Большом Каратау, где имеются две свиты кремнистых пород (нижнего – среднего кембрия и нижнего ордовика), разделенные карбонатной толщей.

В горах Кёк-Ийрим-Тоо, по данным В.В. Шабалина и К. Сагындыкова [82], выделяются три свиты: а) кремнистых пород – тонкоплитчатые углисто-кремнистые сланцы с прослоями углисто-глинистых сланцев (от 10–15 до 150 м); б) карбонатная – внизу темно-серые и серые известняки и доломитизированные известняки (250 м), сверху переслаивание темно-серых известняков, углисто-глинистых сланцев, алевролитов (250 м); в) темно-серых алевролитов и углисто-кремнистых сланцев с прослоями углисто-глинистых сланцев с остатками раннеордовикских граптолитов и филокарид (40 м).

В горах Джебаглы и Юго-Восточном Каратау, по материалам С.Г. Анкиновича [3], в основании разреза углисто-кремнистой формации выделяется курумсацкая свита: внизу пачка (25–50 м) переслаивающихся плитчатых кремнистых, глинисто- и углисто-кремнистых сланцев, в кровле с пластом (до 2 м) белых кварцитов; сверху пачка (8,2–10,2 м) ритмично переслаивающихся ванадиеносных кремнистых, углисто-кремнистых, кремнисто-глинистых, глинистых сланцев. В Юго-Восточном Каратау М.В. Ташинина [1951 г.] выше кремнистых пород отмечала пачку (20–25 м) спилитов и туфитов.

Выше прослеживается кулантауская свита: внизу черные слоистые кремнисто- и углисто-глинистые, глинисто-известковистые, кремнистые сланцы, в самом основании фосфоритовые и кремнисто-фосфоритовые конкреции, аргиллиты, подчиненные им доломиты и глинистые известняки (40–75 м); сверху светло-серые грубоплитчатые мелкокристаллические известняки, доломитизированные известняки и доломиты; по слоистости мелкие (1–2 мм) кремнистые овоиды – продукт жизнедеятельности водорослей *Osagia*; известняки в основании "фигурные", со светлыми включениями (по мнению Д.В. Наливкина, оползневые) и карбонатные брекчи; выше преобладают черные известняки, пахнущие сероводородом, карбонатные брекчи, ленточные известняки с линзами кремнистых сланцев (150–250 м). Мощность свиты в горах Джебаглы 240–280, Боролдайтау и Кулантау (Юго-Восточный Каратау) до 400–450 м.

Сверху залегает нижнеордовикская камальская свита, разрез которой в горах Джебаглы следующий (снизу вверх): а) аргиллиты и глинистые сланцы (0–5 м); б) черные тонкослоистые глинистые известняки, выше песчаные известняки и аргиллиты с остатками граптолитов тремадока (60–80 м); в) глинистые узловатые известняки (15–20 м); г) тонкослоистые алевритовые песчаники и аргиллиты с прослоями железистых доломитизированных известняков (35–45 м); д) черные углисто-кремнистые и глинистые сланцы с граптолитами аренига (20–25 м); е) тонкослоистые черные песчаники и алевролиты с лингулидами (25–30 м); ж) кремнистые сланцы с остатками радиолярий (20 м). В направлении на запад роль карбонатного материала уменьшается, на р. Кулан развиты преимущественно кремнистые сланцы.

Накапливалась рассматриваемая формация в миктогеосинклинальных прогибах, в проливнообразных морских бассейнах, ограниченных подводными барьерами. Обилие органического вещества, пирита, известняков с запахом сероводорода свидетельствует о резко восстановительной среде и сероводородном заражении бассейнов, а тонкозернистость и

тонкослоистость осадков указывают на застойность и пониженную циркуляцию вод. Широкое распространение в раннем палеозое застойных зон с накоплением черных углистых пород У. Берри и П. Уайлд [Berry W.B.N., Wilde P., 1978 г.] объясняют тем, что в то время кислородом был насыщен только поверхностный слой океанов, а с позднего ордовика в связи с похолоданием и образованием ледников плотные, обогащенные кислородом воды начали погружаться на большие глубины, вентиляция океанов усиливалась также в результате накопления кислорода в атмосфере. О причинах концентрации редких элементов и фосфора в нижнепалеозойских осадках говорилось выше, при рассмотрении кремнисто-карбонатной формации.

Кремнисто-железистая формация описывалась Н.С. Шатским [84, с. 16–143] под названием "джеспилитовая". При этом, по мнению исследователя, надо различать джеспилитовые формации вулканогенно-осадочного (типа кремнисто-сланцевых и отдаленных кремнистых формаций) и осадочного происхождения, с чем вполне можно согласиться. Кроме того, кремнисто-железистые ассоциации входят в состав ряда вулканогенных формаций в качестве второстепенного члена.

Представлена формация кремнисто-железистыми породами (джеспилитами), чередующимися с прослоями и пачками первично-глинистых и кремнисто-глинистых пород, превращенных в сланцы. Характерны мелкая ритмичность, тонкая полосчатость, крайняя редкость обломочных пород и лентовидная форма формационных тел. Мощность — сотни метров, до 2 км. Накапливалась с конца архея и главным образом в раннем протерозое (Украинский щит, КМА, Балтийский щит, Казахстан, Припаянье и др.).

По простиранию замещается андезит-базальтовой, флишоидной туфогенной и другими формациями; подстилается теми же формациями, а также кварцкратофир-спилит-диабазовой, туфо-глинисто-песчаной, кварцево-конгломератовой, доломитовой.

Литотипом кремнисто-железистой формации можно считать среднюю свиту криворожской серии Криворожского бассейна. В центральной части бассейна формация состоит из семи сланцевых и семи железистых горизонтов, чередующихся парами (сланцевый → железистый) и объединяющихся в три подсвиты [24]. Нижняя, железорудная, подсвита включает: I и II железистые, а также I и II сланцевые горизонты. Средняя, сланцевая, представлена III и IV сланцевыми и III железистым горизонтами. Верхняя, железорудная, объединяет все остальные железистые горизонты (IV–VII) и разделяющие их горизонты сланцев.

Соотношения горизонтов криворожской кремнисто-железистой формации видны на рис. 8, на котором также показано увеличение мощности формации (с нескольких сотен метров до 1000–1200 м) в наиболее погруженной части Криворожского синклинария. Максимальная мощность формации в Галещинской синклинали до 2 км. Наибольшую мощность VI и VII железистые горизонты имеют в зоне максимальных мощностей формации, а мощность III и IV горизонтов в этом направлении уменьшается вплоть до полного выклинивания и замещения их сланцами (рис. 8).

Вообще в разных районах Криворожского бассейна изменяются не только мощность, но и число горизонтов. При этом наблюдается замещение по латерали как железистых горизонтов сланцевыми, так и VI сланцевого горизонта в северном направлении железистыми роговиками [24].

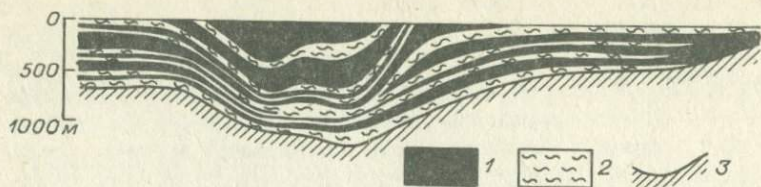


Рис. 8. Профиль через нижнепротерозойскую кремнисто-железистую формацию Криворожского бассейна. По Г.И. Каляеву [42].

1 — железистые горизонты; 2 — сланцевые горизонты; 3 — границы с подстилающими отложениями.

Железистые горизонты характеризуются тонкой полосчатостью, обусловленной чередованием рудных и кварцевых прослоев (от 0,1 до 15 мм), обычны прослои сланцев и безрудных роговиков, состоящих из кварца, железистых силикатов и карбонатов. В зависимости от сочетания прослоев в породе различают железисто-кварцевые, железисто-кварцево-силикатные, железисто-карбонатно-кварцевые и кварцево-силикатные роговики.

Богатые железные руды образуют в формации рудные пласты, столбы, гнезда, мощные шарнирные залежи, сформировавшиеся при перераспределении вещества в результате последующих складчатости и метаморфизма.

Геохимическую характеристику кремнисто-железистой формации Криворожья дали М.А. Ярошук и др. [1975 г.]. В породах зеленосланцевой фации метаморфизма SiO_2 в форме кластогенного кварца обогащает крайние терригенные члены осадочного профиля, а в более глубоководных железистых кварцитах является продуктом коагуляции гелей кремнезема, имеет четкую отрицательную корреляцию с Fe_2O_3 . Количество Fe_2O_3 в породах возрастает по мере удаления их по фациальному профилю от берега. Максимальные концентрации Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O и $\text{C}_{\text{св}}$ приурочены к зоне развития песчано-глинистых и глинистых осадков (сланцев), а FeO , MgO , MnO — к средней части фациального профиля. Содержание MgO больше, чем CaO , а максимум концентрации CaO сдвинут относительно MgO вглубь по фациальному профилю.

Породы кремнисто-железистой формации бедны элементами-примесями, особенно железистые кварциты, в которых обычно встречаются лишь марганец, титан, никель, медь, германий, содержание их значительно ниже, чем в сланцах. Титан, никель, ванадий, хром, медь, галлий, кобальт и бор четко коррелируют с терригенной глиноземистой компонентой осадка. Упорядоченный тип распределения большинства малых элементов на фациальном профиле указывает на их накопление в процессе седиментогенеза. Наблюдаются условия глубоко зашедшей химической дифференциации в области сноса и седиментогенеза.

В породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма распределение элементов по фациальному профилю не изменилось. В наиболее оруденевающих железистых горизонтах возросло содержание кремнезема, а в метаморфизованных аналогах пород заметно снизилось количество летучих (H_2O и CO_2). В зависимости от интенсивности дегидратации и

декарбонатизации уменьшился вынос элементов-примесей и марганца.

Другим примером кремнисто-железистой формации может послужить средняя свита курской серии КМА, описанная Н.А. Плаксенко [54]. В некоторых случаях формация сложена только железистыми кварцитами, среди которых прослойки сланцев редки, маломощны или отсутствуют (Михайловское, Яковлевское, Коробковское, Шигровское месторождения). В других случаях в толще железистых кварцитов содержится от одного до четырех горизонтов сланцев различной мощности (иногда до 30–80 м). Максимальное число сланцевых слоев на восточной периферии КМА. Мощность формации от 123 до 700 м и более. Минимальны мощности в крайних восточных частях северо-восточной полосы КМА (села Ястребовка, Стойло), максимальны в юго-западной полосе (села Михайловка, Жигаево, Яковлево).

Различаются [54] следующие главные генетические типы кварцитов: а) малорудные (с магнетитом) и безрудные силикатно-карбонатные; б) силикатно (куммингтонито)-магнетитовые с железисто-магнезиальными карбонатами; в) магнетитовые; г) гематит (железнослюдко)-магнетитовые; д) магнетит-гематитовые (железнослюдковые); е) гематитовые (железнослюдковые). Последние наименее развиты.

В направлении от рудных гематитовых кварцитов к малорудным и безрудным текстуры изменяются от наиболее тонкополосчатых до полосчатых и грубополосчатых. Одновременно возрастает содержание силикатов и карбонатов, а также отмечается появление обломочных минералов. Сланцы серицито-биотитовые, биотитовые, реже биотито-серицито-вые. В них нередки пирит, графит.

Если генетические типы железисто-кремнистых пород расположить снизу вверх в порядке их естественной последовательности в разрезе (не принимая во внимание переслаивание соседних типов), то получится обобщенный разрез формации: руды карбонатно-магнетитовые и пирит-карбонатные (развиты локально) → кварциты безрудные и малорудные → кварциты силикатно-магнетитовые → кварциты магнетитовые → кварциты силикатно-магнетитовые → кварциты безрудные и малорудные. Эта последовательность рассматривается как полный симметричный седиментационный цикл, отражающий увеличение глубины осадконакопления и последующее ее уменьшение. Самыми глубоководными считаются гематитовые и магнетит-гематитовые кварциты.

Чаще строение формации сложное цикличное: намечается несколько мезоритмов, состоящих нередко из элементарных ритмов. В одних случаях границами соседних мезоритмов могут служить пласты сланцев, в других — какой-нибудь из наиболее близких к сланцам (мелководных) членов идеального разреза формации. Эту ритмичность Н.А. Плаксенко связывает с колебательными движениями дна бассейна. Фациальные замещения основных типов пород в профиле кремнисто-железистой формации показаны на рис. 9. С увеличением общей мощности формации в ее составе повышается удельный вес гематитсодержащих кварцитов и, наоборот, уменьшается магнетитовых кварцитов. На участках с наибольшими мощностями магнетитовые железистые фации развиты максимально в верхних частях разреза, а на участках пониженных мощностей — пре-

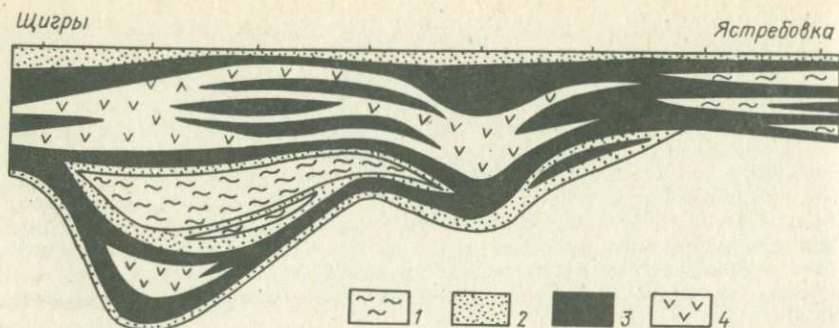


Рис. 9. Обобщенная схема фациальных замещений в кремнисто-железистой формации КМА. По Н.А. Плаксенко [54].

1 — сланцы; 2—4 — кварциты: 2 — безрудные и малорудные, 3 — магнетитовые и амфибол-магнетитовые, 4 — гематит-магнетитовые

имущественно в его нижней части. Максимальные суммарные мощности сланцев приурочены к зонам наименьших мощностей формации, представленным железистыми породами мелководных фаций.

В соответствии с последовательностью пород в трансгрессивной части цикла Н.А. Плаксенко [54] предложил идеальный фациальный профиль формации. Начинается он (от берега вглубь) бластосаммитовыми кварцитами, метапесчаниками, сланцами, далее следуют безрудные кварциты (возрастает значение кремнистых илов и уменьшается содержание глинистого материала), более глубоководная часть профиля представлена тремя последовательно сменяющимися друг друга рудными фациями: карбонатно-силикатно-железистой, магнетитовой и гематитовой. С удалением от берега количество органических веществ уменьшается, восстановительная обстановка в наиболее глубоководной части фациального профиля сменяется окислительной. Впрочем, представление о гематитовых рудах как о наиболее глубоководных часто вызывает возражения.

Н.А. Плаксенко [54] охарактеризовал также геохимические особенности кремнисто-железистой формации КМА. Среднее содержание рудного железа на фациальном профиле закономерно возрастает от терригенных прибрежных осадков к гематит-магнетитовым кварцитам, а кремнезема в этом же направлении убывает. Концентрация Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , S , P , $C_{орг}$ возрастает от грубообломочных отложений к пелитовым, а затем резко (на участке безрудных кварцитов) снижается и далее постепенно убывает. Наблюдается резкая дифференциация железа от серы, фосфора, марганца и других компонентов. Только железо, фосфор и кальций дают превышение концентрации на пелагическом конце фациального профиля по сравнению с мелководным. Окись магния везде преобладает над окисью кальция. Содержание элементов-примесей снижается в направлении от сланцев к железистым кварцитам, а в последних — по мере их обогащения гематитом. Распределение элементов по типам пород сглаженно-упорядоченное (по Н.М. Страхову), что рассматривает-

ся как следствие нормально-осадочного генезиса железистых кварцитов. Обратная зависимость между марганцем и железом считается характерным признаком докембрийских терригенно-осадочных формаций, отличающим их от типичных вулканогенно-осадочных.

Для сравнения приведем характеристику типичной вулканогенно-осадочной кремнисто-железистой формации Карелии. В.М. Черновым и др. [19] описаны в этом районе три типа железистых формаций, но лептит-порфировая и спилит-диабазовая принадлежит, скорее, к вулканогенным рудоносным, а для нас представляет интерес "сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация", которую, вероятно, правильнее было бы назвать "кварцкератофир-спилит-диабаз-кремнисто-железистой".

По объему формация соответствует [19] первому седиментационному циклу гимольской серии нижнего протерозоя в Костомукшском, Большезерском и Гимольском железорудных районах. Она залегает на архейском кристаллическом фундаменте. Выделяются три типа разрезов формации — три градации.

Костомукшская включает в нижней части разреза терригенно-сланцевую, туфо-агломератовую и туфосланцевую парагенетические ассоциации пород; верхняя часть представлена породами двух элементарных парагенетических ассоциаций — сланцево-железисто-кварцитовую и железисто-кварцитовую, многократно чередующихся в разрезе.

Главные члены терригенно-сланцевой парагенетической ассоциации — амфиболовые парасланцы и параамфиболиты, образовавшиеся в результате метаморфизма слоистых мергелистых осадков (100—120 м); второстепенные — маломощные базальные пласты кварцитов и аркозов и прослои кварцево-биотитовых туфосланцев в верхах разреза ассоциации.

Туфо-агломератовая парагенетическая ассоциация перекрывает терригенно-сланцевую, распространена ограниченно, состоит главным образом из туфобрекчий, сложенных обломками кварцево-биотитовых туфосланцев, реже глаукопорфиров, сверху переслаивающихся с кварцито-биотитовыми туфосланцами.

Туфосланцевая парагенетическая ассоциация сменяет в стратиграфическом разрезе туфо-агломератовую. В ее составе распространены и первично-осадочные породы — графитистые кварцево-биотитовые и кварцево-серицитовые сланцы, часто обогащенные сульфидами. Две последние ассоциации характеризуются ритмичным (мощность ритмов метры) переслаиванием туфобрекчий с туфосланцами и туфосланцев с кварцево-серицитовыми и кварцево-биотитовыми сланцами. Часто в кровле слоев графитистых кварцево-биотитовых сланцев наблюдаются многочисленные прослои хемогенного кварца.

Сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация представлена ритмично построенными пакетами мощностью от 1—2 до 120 м и протяженностью от сотен метров до 15 км; нижние части ритмов сложены сланцами, преимущественно графитистыми, сульфидсодержащими, а верхние — разнообразными железистыми кварцитами.

Железисто-кварцитовая ассоциация состоит исключительно из железистых кварцитов, слагающих ритмы мощностью от 1—2 до 25—30 м. Строение полного ритма: амфибол-биотитовые кварциты (содержание магнетита 10—15%) → магнетит-амфиболовые кварциты (магнетита 15—20%) → амфибол-магнетитовые кварциты (магнетита 30—35%). Иногда первый элемент ритма выпадает. Наиболее благоприятными для накопления железисто-кварцитовую ассоциации были впадины длиной 2—2,5 км и глубиной (по сравнению со смежными участками морского дна) 200—300 м (рис. 10).

Гимольская градация отличается от костомукшской широко представленными туфоконгломератами и "гранитными" конгломератами. В основании разреза местами залегает туфо-агломератовая ассоциация, сходная с костомукшской, которая по латерали замещается более широко развитой "лептит-конгломератовой" парагенетической ассоциацией пород (суккозерская свита). В одних случаях глав-



Рис. 10. Фациальный профиль костомукшской свиты кварцкераатофир-спилит-диабаз-кремнисто-железистой формации на Костомукшском месторождении. По В.М. Чернову и др. [19].

1 — сланцы и туфосланцы; 2 — железистые кварциты.

ными членами последней ассоциации являются конгломераты и туфоконгломераты, второстепенными — амфиболовые сланцы, образовавшиеся по андезито-базальтовым лавам, мелкообломочные туфобрекчи, порфиробластические полевошпатово-амфиболовые сланцы (измененные перемытые туфы основного состава). Андезито-базальтовые лавы залегают в основании разреза; выше туфоконгломераты (пласты 5–20 м), чередующиеся с пластами (0,5–1,5 м) более крупногалечных "гранитных" конгломератов из галек архейских гранитоидов (мощность пачки 150–300 м); сверху — переотложенные туфы основного состава с прослоями мелкообломочных брекчий, горизонтально- и косослоистые. В других случаях главные члены ассоциации — грубообломочные, неотсортированные туфобрекчи и кварцево-биотитовые туфосланцы.

В вышележащей костомукшской свите выделяются "конгломератовая лептит-сланцево-железисто-кварцитовая" и "лептит-сланцево-железисто-кварцитовая" парагенетические ассоциации. Первая представлена ритмами типа: крупнообломочные туфоконгломераты → мелкообломочные туфоконгломераты → биотит-полевошпатово-кварцевые гнейсовые сланцы (образовавшиеся за счет туфов) → переслаивание железистых кварцитов с гнейсовыми сланцами → грюнерит-магнетитовые кварциты. Иногда железистые кварциты залегают непосредственно на туфоконгломератах.

Главные члены второй ассоциации — полосчатые лептитовые гнейсы и гнейсовые сланцы биотит-полевошпатово-кварцевого состава, кварцево-мусковитовые, мусковит-биотит-кварцевые сланцы и гнейсовые сланцы, образовавшиеся при метаморфизме песчано-глинистых осадков, а также магнетитовые и амфиболовые железистые кварциты. Внизу залегают лептитовые гнейсы (100–200 м), образовавшиеся за счет метаморфизма кислых эффузивов и их туфов; выше — ритмично построенная пачка (чередование первично-туфогенных и песчано-глинистых пород); сверху — ритмичное чередование безрудных и рудных железистых кварцитов, первые по латерали замещаются туфогенными и песчано-глинистыми породами. По латерали на расстоянии 800 м "лептит-сланцево-железисто-кварцитовая ассоциация" замещается туфоконгломератами (рис. 11). Соотношения парагенетических ассоциаций пород гимольской градации показаны на рис. 12.

Большезерская градация, развитая юго-восточнее костомукшской, характеризуется преобладанием метаморфизованных песчано-глинистых и песчаных осадков; кислые туфогенные породы и железистые кварциты встречаются редко и приурочены к верхней части разреза.

По геохимическим особенностям вулканогенно-осадочная кремнисто-железистая формация Карелии [19] существенно отличается от рассмотренной выше курской серии КМА. На участках фациального профи-

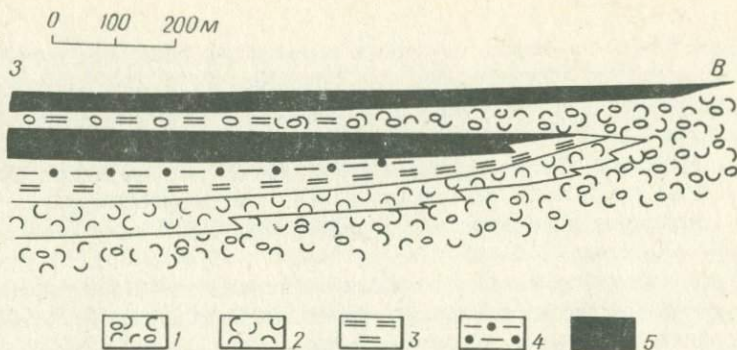


Рис. 11. Схема фациального замещения лептит-сланцево-железисто-кварцитовый парагенетической ассоциации пород туфоконгломератами (Межезерское месторождение). По В.М. Чернову и др. [19].

1 – метаморфизованные туфоконгломераты; 2 – лептитовые гнейсы и гнейсовые сланцы, образовавшиеся по кислым туфам; 3 – мусковито-кварцевые гнейсовые сланцы; 4 – графитистые кварцево-биотитовые гнейсовые сланцы с сульфидами; 5 – железистые кварциты.

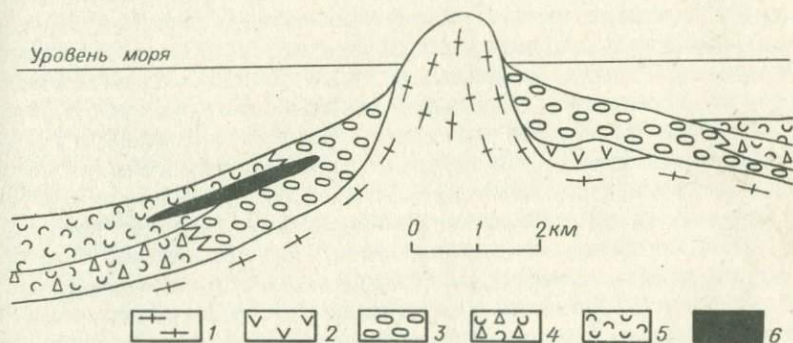


Рис. 12. Соотношение парагенетических ассоциаций пород гимольской градиации кварцкратофир-спилит-диабаз-кремнисто-железистой формации Центральной Карелии. По В.М. Чернову и др. [19].

1 – архейские гранито-гнейсы, гнейсо-диориты; 2 – метаандезито-базальты; 3 – конгломераты и туфоконгломераты; 4 – туфобрекчии; 5 – кварцево-биотитовые туфосланцы, лептитовые гнейсы; 6 – железистые кварциты.

ля, представленных химическими осадками и графитистыми сланцами, также сглаженно-упорядоченный тип распределения элементов, но на отрезках, соответствующих вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам, распределение элементов пестрое. Максимальные концентрации Al_2O_3 , TiO_2 , Sr, Ba, Ga, V и других элементов приурочены к туфогенным сланцам, а не к глинистым сланцам и филлитам. Не наблюдается отмеченное для курской серии КМА преобладание MgO над CaO. Марга-

нец, как железо и фосфор, смещается в участки фациальных профилей, удаленные от вулканических очагов. Отношения Ti/Al , Ti/V и Sr/Ba на участках рудных фаший профиля в КМА убывают от наиболее мелководных кварцитов к более глубоководным, а в Карелии возрастают. Отношение Sr/Ba в КМА всегда больше 1, а в Карелии меньше 1; отношение Ti/V в КМА равно 1–10, а в Карелии 25–85, что свидетельствует об осадочном происхождении железистых кварцитов КМА и о вулканогенно-осадочном Карелии.

Накапливались кремнисто-железистые формации в эвгеосинклинальных, реже в миктогеосинклинальных прогибах. Относительно условий их образования высказываются весьма разноречивые мнения. Первой, еще в прошлом столетии, начала складываться осадочная гипотеза. В СССР ее развивали П.П. Пятницкий, позднее В.А. Обручев и другие. В послевоенные годы Я.Н. Белевцев и его коллеги [1957 г., 1959 г.], изучавшие Криворожский железорудный бассейн, и Н.А. Плаксенко [54 и др.], исследовавший район КМА, весьма полно обосновали представления об осадочном происхождении кремнисто-железистой формации этих районов.

По мнению Я.Н. Белевцева с соавторами, железистые кварциты накапливались в Криворожской геосинклинали, расчлененной на сравнительно небольшие внутренние прогибы, со сложной береговой линией водных бассейнов. Суша, окружавшая геосинклираль, была сильно пенепленизирована. Сток осуществлялся по разветвленной сети ручьев и мелких рек. Длительное химическое выветривание преимущественно основных пород обусловило выделение огромных масс железа и кремнезема, которые переносились в форме зольей. В неглубоких частях моря накапливались кварцево-глинистые осадки. Безрудные силикатные роговики начинают толщу железистых роговиков и джеспилитов. Чередование осадков, состоящих из силикатов железа или кремнезема, объясняется периодичностью привноса вещества и различной концентрацией растворов. Железисто-силикатные и железистые тонкополосчатые породы — химические осадки. Количество железа и кремнезема постепенно возрастало, и процесс заканчивался накоплением осадка из гидроокислов железа и кремнезема.

К сходным выводам пришел Н.А. Плаксенко [54], который отметил также, что плоский рельеф дна водоема обеспечил устойчивость идеального фациального профиля. Глубина седиментации даже гематит-магнетитовых кварцитов была небольшой (200–300 м).

В последнее время появилось много данных о мелководных условиях накопления кремнисто-железистых формаций Восточной Канады (нижний протерозой) и Индии, возраст которых примерно 2700 млн. лет [Gross G.A., 1972 г.; Fryer V.I., 1972 г.; Majumder T., Chakraborty K.L., 1977 г.]. В отложениях Канады изучены гранулы, оолиты, микробрекчии, структуры размыва, следы струйчатости, трещины синерезиса и т.п. В железистых кварцитах Индии (Орисса), сравнительно слабо метаморфизованных, отмечаются знаки ряби течений интерферирующего и поперечного типов, трещины синерезиса и усыхания, подводнооползневые текстуры.

Интересная находка в шахте "Гигант" в кремнисто-железистой формации Кривого Рога ксеногенного 1,5-тонного валуна песчаника объемом до 0,5 м³, смявшего вмещающие сланцы, позволила Ю.Г. Гершойгу и др. [1974 г.] предположить, что валун транспортировался плавучим льдом и железорудные осадки накапливались в условиях смены теплых и холодных сезонов.

В начале нашего века Ван-Хайз и Лейс выдвинули гипотезу о связи образования железистых кварцитов с подводной и наземной вулканической деятельностью. Вслед за ними М.С. Точилини [1963 г.], А.А. Сиворонов [1965 г., 1968 г.], а позднее А.А. Сиворонов и В.Н. Макаров [1975 г.] все кремнисто-железистые формации, в том числе и криворожского типа, считали вулканогенно-осадочными. Формирование джеспилитов происходит, по их мнению, в период затухания излияния лав и одновременно с основным проявлением эксгальационно-гидротермальной деятельности, послужившей источником железа и кремнезема. Ритмичность строения криворожской формации А.А. Сиворонов [1965 г.] связывал с пульсационным характером эксгальационно-гидротермальной деятельности и с колебательными тектоническими движениями, а тонкую полосчатость железистых кварцитов объяснял разной скоростью коагуляции кремнезема и гидроокислов железа. А.А. Сиворонов и В.Н. Макаров [1975 г.] полагают, что мелкая ритмичность обусловлена чередованием накопления продуктов эксгальационно-гидротермальной деятельности и привноса мутьевыми потоками глинистого вещества.

Впрочем, противопоставление осадочной и вулканогенно-осадочной гипотез отнюдь не обязательно. Например, Н.А. Плаксенко, доказывая осадочное происхождение кремнисто-железистой формации КМА, не отрицает существования вулканогенно-осадочных кремнисто-железистых формаций, а В.М. Чернов, описывая вулканогенно-осадочные формации Карелии, признает осадочный генезис формации КМА.

Ю.П. Мельник [1973 г.] предложил "аккумуляционно-биогеохимический" вариант вулканогенно-осадочной гипотезы. По его мнению, осаждение основной массы железа связывается со скачкообразными флюктуациями p_{CO_2} и Eh, обусловленными цикличностью развития фитопланктона. Осаждение кремнезема, поступавшего в ионно-коллоидных растворах из вулканических источников, вызывалось градиентом pH в зонах смешения вод.

Дж. Ла-Берж [1975 г.] в большинстве изученных им шифов обнаружил сфероиды размером 5–50 мкм. Исследования с помощью электронного микроскопа показали, что это — тонкокристаллический агрегат карбоната, имеющий кремнистое ядро и зональность по составу карбоната. Предполагается, что сфероидальные образования — остатки водорослевых или бактериальных организмов.

М.И. Калганов [1972 г.], не отрицая в качестве второстепенного источника железа, принесенное с суши и образовавшееся в результате подводных вулканических извержений, предложил новую, "космическую", гипотезу происхождения докембрийских железистых кварцитов. По его мнению, Земля при движении вокруг центра Галактики в докембрии не-

однократно (приблизительно через 200 млн. лет) проходила сквозь железистую пылевую туманность. Космическая пыль содержит от 18 до 30 % железа, а также мельчайшие магнетитовые сферолиты. Выпадение метеоритного железа, по М.И. Калганову, — основная причина образования толщ железистых кварцитов. Доказательства этого М.И. Калганов видит, в частности, в том, что пластообразные залежи железистых кварцитов тянутся на 90—150 и даже на 600 км, а железо вулканического происхождения разносится не далее чем на 50—100 км от вулканических очагов. Осадочные же залежи, по его мнению, имели бы линзообразную форму и быстро выклинивались. Да и все осадочно-метаморфизованные докембрийские породы содержат повышенное количество железа (14—26 %).

Помимо представлений об осадочном или осадочно-вулканогенном генезисе железистых кварцитов существуют гипотезы и об их эндогенном происхождении. И.И. Танатор [1916 г.] первоначально считал железистые кварциты Кривого Рога магматическими образованиями, интродуцированными в глинистые сланцы, безрудные кварциты и аркозы, а впоследствии, в 1948 г., он выдвинул гипотезу об их происхождении в результате проникновения газированных кварцево-рудных растворов в амфиболовые сланцы. Полосчатость железистых кварцитов — следствие первичной сланцеватости вмещающих пород. Эту идею подхватили Г.И. Князев и др. [1969 г.], отметившие, что кварциты Криворожского района часто замещают сланцы по простиранию и что увеличение их мощности происходит за счет уменьшения мощности сланцев. Железистые кварциты и богатые руды, по их мнению, — типичные гидротермальные образования, которые возникли в процессе гранитизации амфиболитов, метаморфических сланцев и др. В.В. Жданов и Т.П. Малкова [1973 г.] месторождения Заимандровского района Кольского полуострова, считавшиеся вулканогенно-осадочными, рассматривают как продукт метасоматической базификации, сравнивая их со скарнами и скарноидами.

Эндогенные гипотезы, на наш взгляд, гипертрофируют действительно имеющие место явления перераспределения вещества при метаморфизме. Изучение последних имеет особое значение для объяснения генезиса богатых железных руд, связанных с кремнисто-железистыми формациями. Роль процессов метаморфизма в образовании богатых железных руд криворожского типа особенно подчеркивал Я.Н. Белевцев [1972 г.], отмечавший, что при метаморфизме происходили дегидратация первичных осадков, перенос подвижных компонентов метаморфическими растворами, которые в складчато-трещинных структурах "сбрасывали" железо. Так образовывались гипогенные магнетитовые и силикатно-магнетитовые руды. Последующие гипергенные изменения, проникавшие на глубину от десятков метров до 2000—2400 м, приводят к преобразованию магнетитов в мартитовые руды или в гётит-гематитовые. Одновременно образуются "шелестухи" — выщелоченные джеспилиты, из которых кремнезем в значительной мере вынесен, а содержание железа в них увеличивается до 45—52 %.

Таким образом, роль процессов метаморфизма в преобразовании кремнисто-железистых формаций достаточно велика. Вопрос лишь о масштабах перераспределения вещества. Я.Н. Белевцев подсчитал, что при образовании залежей богатых руд Центрального района Криворожского бассейна перемещено при метаморфизме 3—4% железа от его общего количества в свите, причем в пределах этой свиты. Сторонники же эндогенных гипотез все железо и огромные массы кремнезема считают привнесенными в формацию извне, что вряд ли можно считать обоснованным.

Промышленное значение железных руд кремнисто-железистых формаций очень велико. Эта формация служит основой железорудной базы СССР (КМА, Кривой Рог и др.).

Терригенные формации

Терригенные (и терригенно-пирокластические) геосинклинальные формации наиболее разнообразны и во многих геосинклинальных прогибах играют ведущую роль. К этим формациям относятся глинистая (аспидная), олигомиктовая, полимиктовая глинисто-песчаная, граувакковая, туфо-алеврито-песчаная, туфо-песчано-конгломератовая, туфо-карбонатно-песчано-конгломератовая, флишевая, флишеидная, валунно-глинистая, парамолассовая и кварцево-конгломератовая.

Глинистая (аспидная) формация названа "аспидной" в 1947 г. Н.Б. Вассоевичем (вместо введенного в 1946 г. Б.М. Келлером наименования "кровельная формация"). Однако аспидная формация объединяла кроме глинистой граувакковую и зачастую полимиктовую глинисто-песчаную.

Представлена в разной степени метаморфизованными глинистыми и алевропелитовыми толщами, в которых присутствуют лишь тонкие невыдержанные прослои песчаников. Породы обычно черные и темно-серые, обогащенные органическим веществом, тонко-горизонтально-слоистые и неслоистые.

Верхнепротерозойская глинистая формация известна на Урале, в Енисейском крае и на Аргунском массиве; кембрийская на Новой Земле; ордовикско-каменноугольная на Урале, в Зайсанской и Сихотэ-Алинской системах; пермско-триасовая в Верхояно-Колымской и Чукотской системах; юрская на Большом Кавказе и Большом Балхане; палеогеновая в Копетдаге.

По латерали замещается полимиктовыми и олигомиктовыми, флишеидными, туфо-глинисто-песчаными и туфо-песчано-конгломератовыми, а также угленосными паралическими формациями (уральского типа). В формационных рядах (если не начинается их) подстилается полимиктовыми, олигомиктовыми, кварцево-конгломератовыми, карбонатно-глинисто-песчаными, слоистоизвестняковыми; перекрывается флишеидными, доломитовыми, слоистоизвестняковыми, полимиктовыми и олигомиктовыми формациями.

Литотипом можно считать ниже-среднеюрскую глинистую формацию Большого Кавказа, которую обычно называли одним из двух характерных примеров аспидной формации. По данным Д.Д. Мазанова [49] и других, в пределах Азербайджана на юго-восточном погружении Большого Кавказского хребта разрез глинистой формации южного склона следующий: 1) хновская свита тоара – переслаивание пачек (5–50 м) песчаников со слюдистыми, глинистыми, аспидными и филлитизированными сланцами (450–900 м); 2) "песчано-сидеритовая" свита нижнего аалена – темно-серые глинистые сланцы с конкрециями, с тонкими (2–8 см) прослоями алевролитов и песчаников (1550–2100 м); 3) "глинисто-сидеритовая" свита верхнего аалена – темно-серые и черные глинистые сланцы и аргиллиты с редкими прослоями (3–10 см) алевролитов и песчаников, местами встречены пласты (0,5–1,5 м) внутриформационных конгломератов (600–1300 м). Неполная мощность формации (нижние горизонты ее не вскрыты) около 4 км. Перекрывается песчано-глинистой полимиктовой формацией, низы которой – "песчано-сланцевую" свиту – Э.Ш. Шихалибеили относил к верхам верхнего аалена, а Д.Д. Мазанов – к нижнему байосу.

Глинистые породы аалена, по материалам Д.Д. Мазанова [49], – гидрослюдистые. И.В. Кириллова [1966 г.], правда, сравнивала химический состав "аспидных сланцев" с первично-гидрослюдистыми аргиллитами угленосной формации и пришла к выводу, что первичным материалом "аспидных сланцев" были существенно монтмориллонитовые глины. Среди метаморфизованных глинистых пород Д.Д. Мазанов [49] различает: а) слюдистые глинистые сланцы с примесью алевроитового материала; б) филлиты и филлитоподобные сланцы со слоистой или полосчатой текстурой, обусловленной примазками пирита, органического вещества и слюд на плоскостях наслонения; в) черные аспидные сланцы с большим количеством органического вещества и г) пятнистые глинистые сланцы (пятна обусловлены органическим веществом и гидроксидами железа).

Песчаники и алевролиты серые и зеленовато-серые, плохо отсортированные; песчаники мелко-, средне- и редко крупнозернистые. По составу обломочного материала различаются [49]: а) кварцевые – в тоарском ярусе на р. Белокаччай (кварца 76–87, полевых шпатов 4–8, обломков кремнистых пород 0–3 %); б) кварцево-аркозовые (кварца 50–67, полевых шпатов 21–37 %); в) кварцево-литические (граувакковые) (кварца 40, полевых шпатов 19, обломков эффузивных пород 40 %); г) аркозово-литические (кварца 50, полевых шпатов 26, обломков пород, главным образом кремнистых, 21 %). Содержание органического углерода в песчаниках и алевролитах варьирует от 0 до 0,88, а в глинистых породах от 0,03 до 1,92 % (в среднем 0,1–0,2 %) [49]; количество битумов 0,01–0,06 %. Низкое содержание остаточных битумов Д.Д. Мазанов объясняет "перезреванием" юрских нефтематеринских пород, которые сохранили лишь остаточную микро-нефть в виде масел.

А.Г. Кобилев, А.А. Нырков и Е.И. Каданер [1963 г., 1965 г.], изучавшие ниже-юрскую глинистую формацию Чечено-Ингушетии, отметили преобладание в ее составе алевролитов, большую примесь обломков эффузивов в песчаниках и алевролитах, широкое развитие аутигенного кремнезема при незначительном содержании карбонатов, наличие туфогенных горизонтов. Кроме того, они указали на ритмичность строения, причем характерны симметричные трансгрессивно-регрессивные ритмы с постепенными переходами от грубообломочных пород до аргиллитов. Содержание органического углерода в "аспидных сланцах" (большая часть которых является алевролитами) колеблется в пределах 0,5–2 %.

Условия формирования глинистой формации выяснить трудно (бедность органическими остатками, редкость характерных текстур). Она накапливалась в осевой части геосинклинали южного склона Большого Кавказа, замещаясь на севере, в пределах Дагестана, мелководно-морскими и паралитическими угленосными отложениями. Относительно условий формирования самой глинистой формации единого мнения нет.

Д.В. Наливкин в "Учении о фациях" [1956 г.], ссылаясь на отсутствие фауны, обилие растительного детрита, громадную мощность и песчано-глинистый состав, высказал предположение об образовании формации в условиях дельт и прибрежных наземных равнин. Однако геохимические особенности осадков, находки раковин фораминифер позволяют считать эти отложения морскими. Глубины бассейна, вероятно, колебались от шельфовых до относительно глубоководных и во времени возрастали (все большее преобладание глинистых осадков в верхах аалена). Вероятно сероводородное заражение. Глинистые формации, как правило, накапливались преимущественно в микто- и миогеосинклиналях как в начальные, так и в завершающие этапы их развития.

Н.Б. Вассоевич, В.Е. Хаин и многие другие считают ниже-среднеюрскую глинистую формацию Большого Кавказа нефтематеринской. С этой формацией связано также медно-пирротиновое и стратиформное полиметаллическое оруденение, которое ряд исследователей, в частности Д.Д. Мазанов, считают осадочно-метаморфогенным. Д.Д. Мазанов [1965 г.] проследил распределение некоторых рассеянных элементов и установил, что породы формации, в первую очередь глинистые, обогащены железом, медью, отчасти ванадием и др. Содержание меди в породах 0,0087—0,0293 (в 2—5 раз выше кларкового), в отдельных образцах 0,0603 %.

Образование медно-пирротиновых месторождений Д.Д. Мазанов [49] объясняет погружением медистых осадков на большие глубины, где давление достигает 3000 кгс/см² и температура 200 °С, вследствие чего рудоносные растворы отжимались в трещины, где происходило выпадение сульфидов железа, меди, свинца, цинка. Так возникал вторичный тектонический контроль оруденения, приуроченного к зонам, в которых сланцы разбиты разломами и сильнее метаморфизованы.

Олигомиктовая формация выделена Ю.Р. Беккером [6] под названием "обломочная олигомиктовая". Главными членами ее парагенеза являются светлые, чаще белые кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с пластами и пачками сероцветных глинистых пород. Обычны текстуры течений и мелководья. Породы чаще метаморфизованные. Различаются глинисто-песчаная и песчано-конгломератовая подформации. В последней в число главных членов парагенеза входят также гравелиты и конгломераты с большим содержанием кварцевых галек.

Описываемая формация чаще всего верхнепротерозойская (на Урале, в Енисейском кряже, Присяянье, Селенгино-Яблоновой системе), но известны также нижнепротерозойская (в Прибайкалье), кембрийская (на Северной Земле), ордовикская (в основании палеозойского геосинклинального формационного ряда Урала) и даже верхнетриасово-нижнеюрская (в Верхояно-Колымской системе). По латерали замещается доломитовой, карбонатно-глинисто-песчаной, глинистой и другими формациями; подстилается слоистоизвестняковыми, доломитовыми, флишеидными, глинистыми; перекрывается глинистыми, флишевыми, флишеидными, карбонатно-глинисто-песчаными, слоистоизвестняковы-

ми, рифовыми, граувакковыми. Формационные тела вытянуто-линзовидной формы мощностью сотни, до нескольких тысяч метров.

Литотипом формации Ю.Р. Беккер назвал зигальгинскую свиту юрматинской серии верхнего протерозоя Башкирского антиклинория Урала. В западной части антиклинория свита залегает с разрывом и несогласием на более древних протерозойских толщах и сложена кварцитовидными песчаниками и кварцитами с пачками конгломератов в основании, а в восточной части антиклинория связана постепенным переходом с нижележащей машакской свитой той же серии и представлена теми же кварцитами и переслаивающимися с ними черными углисто-глинистыми филлитизированными сланцами, переходящими в филлиты. Мощность формации возрастает с запада на восток от 50–180 до 1000–1100 м. Местами в филлитизированных алевролитах средней части разреза встречаются трещины усыхания. В верхах разреза породы обогащены фосфором (до 10% P_2O_5).

Другой пример олигомиктовой формации – нижнеангарская свита низов осланской серии верхнего протерозоя Енисейского края, описанная М.А. Семихатовым [65]. На восточном крыле Ангаро-Питского синклинория в ее составе преобладают темно- и зеленовато-серые, иногда полочатые глинистые сланцы с пластинами (от 1–1,5 м до нескольких метров) кварцевых косослоистых песчаников. Вверху песчаников меньше, появляются единичные прослои строматолитовых доломитов. Мощность формации по р. Каменке 350–400 м.

На западных крыльях Дашкинской и Удерейтской мульд в нижней части разреза (мощностью до 100–120 м) появляются гематитовые руды в парагенезе с пластинами гематитосодержащих песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Большая, верхняя, часть разреза сложена темно-серыми, зеленоватыми и реже фиолетовыми глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и светлых кварцитовидных песчаников, с линзами сидерита. Весьма характерны косая слоистость, волноприбойные знаки, трещины усыхания. Мощность формации до 600 м.

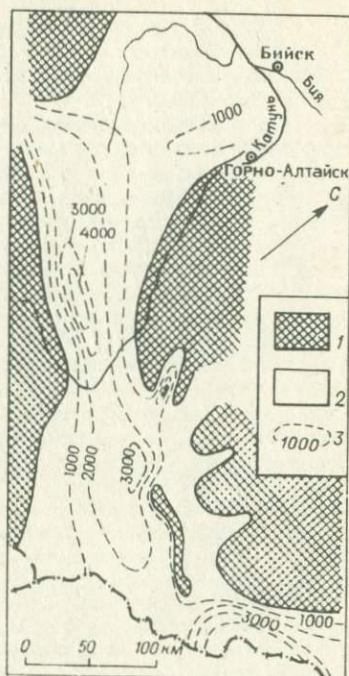
Олигомиктовая формация более характерна для миогеосинклиналей, реже встречается в миктогеосинклиналях. Обычно приурочена к основанию трансгрессивно залегающих серий, накапливалась в мелко-водно-морских условиях за счет перетолжения кор выветривания, сформировавшихся в областях питания. Этим объясняется и преимущественное накопление формации в позднем протерозое, когда обилие углекислого газа в атмосфере обуславливало высокую интенсивность химического выветривания на суше и поступление высокозрелого обломочного материала даже в геосинклинали (при благоприятных условиях).

К олигомиктовой формации верхнего протерозоя Енисейского края приурочены Ангаро-Питская группа железорудных месторождений. Руды, как правило, имеют обломочную (гравелитовую) текстуру и относятся к прибрежно-морским фациям. В составе руд участвуют гематит, гидрогематит, гётит, редко сидерит, магнетит, псиломелан, браунит, пирит. Нижнеангарское месторождение имеет протяженность до 20 км. Наиболее мощные (до 5–8 м) и богатые по содержанию железа рудные пласты (до 10 м) залегают у основания формации на Центральном участке.

Полимиктовая глинисто-песчаная формация описана автором [88]. Ранее в связи с рассланцовкой пород, обычно поперечной по отношению к слоистости, иногда именовалась "черносланцевой". Сложена преимущественно темно-серыми и черными мелко- и среднезернистыми

Рис. 13. Палеотектоническая схема Ануйско-Чуйского прогиба Алтае-Саянской области для конца живетского века.

1 — области поднятия; 2 — область развития полимиктовой глинисто-песчаной формации; 3 — изопохиты, м.



полимиктовыми песчаниками, алевролитами и алевропелитами, встречаются и глинистые пачки. Второстепенным, редким и аллофильным членом формации служат известняки, содержащие большой процент терригенного материала.

Протерозойские полимиктовые формации отмечены на Тимане, Урале, в Среднем Тянь-Шане и Восточном Саяне; кембрийско-силурийские на Урале, Южном Тянь-Шане, Памире, Новой Земле, Ханкайском и Аргунском массивах и в Казахстане; девонские на Новой Земле, в Алтае-Саянской области, Кольвань-Томской зоне, Южном Тянь-Шане; каменноугольно-пермские в Зайсанской, Верхояно-Колымской, Монгольской системах, на Урале, Сихотэ-Алине, Ханкайском массиве; мезозойские в Чукотской, Монгольской, Прихотской, Сихотэ-Алинской системах, на Ханкайском массиве, Сахалине, Кавказе; палеогеновые на Сахалине, Камчатке и Армянском массиве.

По распространению они замещаются глинистыми, кремнисто-сланцевыми, карбонатно-глинисто-песчаными, олигомиктовыми, флишоидными, угленосными (уральского типа), туфо-глинисто-песчаными и другими формациями; подстилаются и перекрываются теми же формациями, а также слоистоизвестняковыми и доломитовыми; иногда парагенетически связаны со спилит-диабазовой, андезит-базальтовой, базальт-андезитовой, дацит-липаритовой и базальтовой формациями. Формационные тела вытянуто-линзовидные и четковидные мощностью от сотен метров до 6 км (рис. 13).

Характерным примером можно считать верхнеживетскую формацию Ануйско-Чуйского прогиба Алтае-Саянской области, в которой могут быть намечены четыре типа разреза (градации) и соответствующие им свиты, сменяющие друг друга по латерали [68]. В юго-восточной части прогиба развита верхнеживетская ташантинская свита, залегающая несогласно на зйфельско-нижеживетских образованиях. Наиболее полный и мощный (4–5 км) разрез свиты приурочен к крайнему юго-западу Тувы, бассейну р. Алты-Гимате, где в ее составе преобладают тонко- и мелкозернистые песчаники темно- и зеленовато-серые, аркозовые и полевошпатово-кварцевые, тонко-горизонтальнослоистые, а также алевролиты и аргиллиты темно-серые и серые, с пачками среднезернистого аркозового песчаника и реже

темно-серого известковистого мергеля и известняка. В бассейне р. Кызылшин на более древних девонских образованиях трансгрессивно залегают самые верхние горизонты ташантинской свиты (мощность 45–150 м), представленные желтыми и серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями зеленых алевролитов и органических известняков.

Северо-западнее, в Бельгешском грабене и Северо-Чуйском хребте, выделяется бельгешская свита, залегающая с постепенным переходом на нижнеживетских вулканогенно-осадочных образованиях (поэтому стратиграфический объем ее несколько больше, чем у ташантинской свиты, особенно в бассейне р. Кызылшин). В устье р. Бельгеш свита представлена алевролитами темно-серыми, тонкоплитчатыми, с прослоями известняков; в средней части разреза мощные пачки песчаников кварцево-полевошпатовых темно-серых, мелкозернистых, с кристаллами пирита и местами с волноприбойными знаками. В наиболее полном разрезе по р. Тюте мощность свиты до 3200 м.

В центральной части Ануйско-Чуйского прогиба развита среднекуротинская свита, которая представляет собой парагенетическую ассоциацию полимиктовой и дацит-липаритовой формаций. На р. Урсул мощность ее 1500 м. В разрезе намечаются следующие пачки (снизу вверх): 1) алевролиты и мелкозернистые аркозовые песчаники, сверху черные алевролиты и аргиллиты, потоки кварцевых порфиров (330 м); 2) пепловые туфы кварцевого порфира (650 м); 3) серые и черные алевролиты и алевропелиты с прослоями песчаника (225 м); 4) пепловые туфы кварцевого порфира (100 м); 5) темно-серые алевролиты (190 м). Несколько южнее, на р. Каракол, мощность пачек туфов резко уменьшается, в них преобладают сероцветные алевролиты, песчаники и аргиллиты; в песчаниках наблюдается мелкая перекрестная слоистость; мощность свиты 1860 м.

В северо-западной части Ануйско-Чуйского прогиба полимиктовая формация верхнеживетско-франская и включает малофеевскую свиту, низы которой слагаются сероцветными полимиктовыми песчаниками и алевролитами с базальным конгломератом в основании (мощность пачки 80–180 м), а верхи — темно- и зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами с пачками (10–15 м) средне-крупнозернистых серых полимиктовых песчаников, содержащих до 30–50 % обломков кислых эффузивов (мощность толщи до 600 м).

Описываемая формация накапливалась в нормально-морских условиях в узком проливиобразном бассейне, занимавшем Ануйско-Чуйский прогиб. Фации разнообразны. В прибрежных фациях моря нормальной солености появляются органические известняки, обитала наиболее обильная и разнообразная фауна толстоственных брахиопод, колониальных кораллов, мшанок, криноидей и др. Умеренно мелководные фации характеризуются большей тонкозернистостью, хорошей сортировкой обломочного материала. В составе фауны одиночные кораллы, комплексы брахиопод относительно обеднены, преобладают тонкостепенные формы. Фации глубокого моря распознаются с трудом и выделяются в осевых частях седиментационных мульд, в участках накопления мощных глинистых толщ, неслоистых и тонко-горизонтальнослоистых, с весьма обедненной донной фауной или вообще фаунистически неохарактеризованных.

Полимиктовые песчано-глинистые формации накапливались преимущественно в миктогеосинклиналях, менее в эв- и миогеосинклиналях, на срединных массивах и в пригеосинклинальных (в том числе пригеосинклинальных орогенных) прогибах. Объединяют разнообразный комплекс морских фаций — от шельфовых до относительно глубоководных.

Граувакковая формация часто рассматривалась как синоним "аспидной", но уже при составлении атласа литолого-палеогеографических карт СССР она выделялась отдельно от "аспидной". Представлена мощными (до тысяч метров) толщами песчаников (в значительной мере состоящих из обломков магматических пород основного состава), алевролитов, аргиллитов, иногда грубообломочных пород, туфов, кремнистых пород. Различаются алевроито-песчаная и песчано-конгломератовая подформации (в парагенез последней входят вулканомиктовые конгломераты).

Верхнепротерозойские граувакковые формации выделены в Прибайкалье; кембрийские в Алтае-Саянской и Центральноказахстанской областях; ордовикско-силурийские в Чингиз-Тарбагатайской и Джунгаро-Балхашской системах; девонские в Передовом хребте Кавказа, в Джунгаро-Балхашской и Монгольской системах; верхнетриасово-меловые в Охотско-Корьякской и (юрские) Верхояно-Колымской системах; верхнемеловые — неогеновые в Курило-Камчатской системе.

По простираению граувакковые формации замещаются кремнисто-сланцевыми, кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаными, туфо-карбонатно-песчано-конгломератовыми и флишоидными; подстилаются и перекрываются теми же формациями, а также слоистоизвестняковой, кремнисто-карбонатной, карбонатно-глинисто-песчаной и туфо-песчано-конгломератовой. Парагенетически часто связаны с андезит-базальтовыми, базальт-андезитовыми и трахит-базальтовыми формациями.

Хороший пример — среднедевонская (?) граувакковая худесская формация Передового хребта Кавказа, описанная автором и Ю.М. Логиновым [92]. В западной части хребта к ней относится бахмутская (андрюкская) свита, в восточной — артыкчатская. На рч. Бахмутке в разрезе свиты прослеживаются черные тонкоплитчатые филлиты с прослоями (от 0,5 до 5—10 м) темно-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов неясно-горизонтальнослоистых, толстоплитчатых (доступная наблюдению мощность 400 м); выше — те же черные филлиты чередуются с силлами (?) крупнолейстовых андезито-дацитов (300 м); сверху (доступная наблюдению мощность 200 м) — черные рассланцованные алевролиты перемежаются с пачками (5—10 м) песчаников с прослоями тех же алевролитов (песчаники серые и черные, средне-мелкозернистые, слюдястые). В алевролитах встречаются полуокатанные и угловатые гальки песчаника, а в песчаниках обломки черных алевролитов, так что порода местами переходит в своеобразную осадочную брекчию.

В истоках р. Тоханы обнажается довольно полный разрез артыкчатской свиты (снизу вверх): 1) песчаники серые, мелко- и среднезернистые, переслаивающиеся с черными тонкоплитчатыми алевролитами (доступная наблюдению мощность 120 м); 2) конгломераты средние и крупногалечные, из окатанных галек (до 20—30 см) гранитов, габбро, порфиритов, переслаивающиеся с серыми средне-крупнозернистыми плитчатыми песчаниками и с коричневато-фиолетовыми и зеленоватосерыми туфопесчаниками (100 м); 3) алевролиты темно-серые и фиолетовые, тонкоплитчатые, оскольчатые, с прослоями темно-серого песчаника (80 м); 4) конгломераты мелкогалечные из кремнистых галек, редкие прослои фиолетово-серого песчаника и линзы известняка (мощностью от 1—1,5 м до 15 м) серого, пелитоморфного и мелкокристаллического, горизонтальнослоистого [нижняя поверхность линз ровная, согласная со слоистостью, наблюдается постепенный переход от нижележащих конгломератов — в известняке в основании линз мелкие (2—4 см) угловатые кремнистые гальки, в основании другой линзы переход от конгломера-

та к известняку через слой известковистого песчаника с карбонатными стяжениями; верхняя поверхность линз несет следы размыва и во вмещающих линзы конгломератах наблюдаются "ореолы" плохо окатанных галек тех же известняков размером от 2—3 до 10—30 см] (мощность пачки 80 м); 5) темно-серые расщепленные алевропелиты с тонкими (0,5—1 см) слойками и линзами (до 5—20 см) темно-серого мелкозернистого песчаника, изредка маломощные прослои крупнозернистого песчаника (прослеженная мощность 700 м).

Песчаники и алевролиты худесской формации [92] кварцево-литические и литические, граувакковые, с обильными обломками базальтовых порфиритов, реже кислых эффузивов, глинистых сланцев, алевролитов, иногда кремней, кварцитов и метаморфизованных песчаников. Аргиллиты сложены углисто-глинистым веществом, обычно серицитизированным и хлоритизированным, иногда с мусковитом, рассеянными алевролитовыми зёрнами кварца и полевых шпатов, с кристаллами пирита.

В последнее время распространилось мнение о значительной глубоководности граувакковых формаций, однако нельзя исключить и существование в краевых частях геосинклинальных прогибов относительно мелководных фаций. Например, конгломераты артыкчатской свиты, переслаивающиеся с пестроцветными песчаниками и алевролитами и включающие линзы криноидных и коралловых известняков, непосредственно после образования подвергавшиеся синседиментационному размыву, несомненно, мелководные, прибрежные, накапливавшиеся в подвижной водной среде. Повышенная динамика среды вызвала и образование осадочных брекчий верхов бахмутской свиты. С другой стороны, образование существенно глинистых горизонтальнослоистых толщ, обогащенных органическим веществом и содержащих кристаллы пирита, происходило в более глубоководных застойных частях бассейна. Однако предполагать многокилометровые его глубины трудно в связи с обогащенностью осадков органическим веществом. Таким образом, как и для полимиктовой формации, можно считать, что граувакковая формация объединяет комплекс разнообразных морских фаций: от шельфовых до относительно глубоководных.

Отложения худесской граувакковой формации характеризуются высоким содержанием хрома, никеля, кобальта, марганца и пониженным натрия, бария, меди, свинца, циркона и т.п., что может свидетельствовать об интенсивном размыве в областях питания магматических пород основного и ультраосновного состава [90]. Распределение элементов по типам пород пестрое, что соответствует интенсивному накоплению и быстрому захоронению обломочного материала.

Вообще граувакковые формации накапливались преимущественно в эвгеосинклиналях, реже в микто- и миогеосинклиналях; они генетически связаны с размывом вулканогенных толщ и интрузий основного состава, слагающих внутригеосинклинальные поднятия, а также с продолжающимися проявлениями вулканизма.

Туфо-алевроито-песчаная и туфо-песчано-конгломератовая формации выделены автором при составлении карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР [43]. Обе формации сложены разнообразными туфами, туффитами, граувакковыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержат горизонты лав и лавобрекчий,

а в туфо-песчано-конгломератовой к тому же отмечаются мощные пачки туфоконгломератов. Однако в общем парагенезы этих двух формаций близки и не исключено, что их можно рассматривать как подформации одной формации.

Нижнепротерозойские туфо-алеврито-песчаные формации отмечены в Карелии и в Восточном Саяне; верхнепротерозойские на Урале, Таймыре и в Прибайкалье; ордовикско-силурийские на Урале; девонские в Колывань-Томской зоне; каменноугольные на Урале, Среднем Тянь-Шане и Южном Алтае; верхнетриасово-юрские в Корьякии и на Кавказе; верхнемеловые на Сахалине; палеогеновые на Кавказе.

Протерозойские туфо-песчано-конгломератовые формации также выделены в Карелии, на Урале и в Прибайкалье; кембрийские в Алтае-Саянской области; верхнепермские в Забайкалье; юрско-меловые и палеогеновые на Кавказе; мел-неогеновые на Камчатке, Карагинском и Командорских островах.

В формационных рядах обе формации подстилаются и перекрываются полимиктовыми, граувакковыми, карбонатно-глинисто-песчаными, туфо-карбонатно-песчано-конгломератовыми и слоистоизвестняковыми формациями; по простиранию замещаются полимиктовыми, глинистыми, кремнисто-сланцевыми; часто парагенетически связаны с кварцкератофир-спилит-диабазовыми, андезит-базальтовыми и базальт-андезитовыми.

Одним из наиболее ярких примеров можно считать ниже-среднеюрскую туфо-песчано-конгломератовую формацию юго-восточной части Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа. Далее на северо-запад она переходит по латерали в существенно вулканогенную. Довольно полный разрез ее описан Л.Э. Алексеевой и автором вдоль шоссе Лачин — Шуша.

Нижнеюрская часть разреза формации прослежена близ д. Зарысшы (снизу вверх): 1) туфоконгломераты и агломератовые туфы с прослоями гравелитовых туфов базальтовых, андезито-базальтовых порфиров. Туфоконгломераты серые и коричневато-серые с окатанными и ниже по разрезу полуокатанными гальками (от 2–7 до 15–20 см, внизу иногда валуны до 1 м) пироксен-плагиоклазовых порфиров, иногда миндалекаменных, и их туфов, меланобазальтов и т.п., заполнитель — гравелитовый туф базальтового пироксен-плагиоклазового порфирита, сверху — андезито-базальтового порфирита и кварцевого порфира (доступная наблюдению мощность 400–500 м); 2) туфопесчаники серые и грязно-зеленоватосерые, разнозернистые, переслаивающиеся с алевролитами коричневыми и темносерыми, горизонтальнослоистыми, тонкоплитчатыми (до 120 м); 3) туфопесчаник крупно-среднезернистый, переходящий в гравелит, зеленовато-серый, состоит из зерен пироксен-плагиоклазового порфирита, обломков осадочных и пирокластических пород (50 м); 4) дацитовый порфир (?) кристаллический, темно-серый (200 м); 5) туффиты песчаной и алевритовой размерности, зеленовато-серые, первые со скорлуповатой отдельностью (доступная наблюдению мощность 12 м).

Среднеюрская часть разреза формации описана к югу от г. Шуша (снизу вверх): 1) туфы псаммитовой и алевритовой размерности с двумя пластинами туфоконгломерата (доступная наблюдению мощность 35 м); 2) алевролиты темно- и коричневатосерые, тонкоплитчатые, с прослоями (от 0,2–0,4 до 1,5–5,5 м) туфа кристалловитрокластического пироксенового порфирита и кварцевого порфира (доступная наблюдению мощность 55 м); перерыв в обнажениях мощностью до 150 м; 3) туфоконгломерат средне-крупногалечный, с валунами (до 0,6 м) пироксен-плагиоклазовых порфиров и смешанных кристалловитрокластических туфов пла-

гиоклаз-пироксенового порфирита и порфира, заполнитель — туф псаммитовой размерности (доступная наблюдению мощность 100 м); 4) плагипорфир темно-серый (доступная наблюдению мощность 8 м); задерновано до 50 м; 5) переслаивание туфов, туфопесчаников и алевролитов (доступная наблюдению мощность 20 м); 6) ритмичное чередование туфоконгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников, редко и алевролитов (ритмы 7–20 м), два пласта (2,5 и 6 м) базальтового порфирита (120 м); 7) диабазовый порфирит темно-серый, мелколейстовый (40 м); 8) туфоконгломерат темно-серый, с гальками (3–40 см) афировых, мелколейстовых и миндалекаменных порфиритов (30 м); 9) порфирит темно-серый, мелколейстовый (30 м); 10) ритмичное чередование туфоконгломератов и туфогравелитов (45 м); 11) спилитовые порфириты с шаровой, подушечной и канатовидной отдельностью (доступная наблюдению мощность 150 м); разлом; 12) алевропелиты темно-серые и черные, горизонтальнослоистые, тонкоплитчатые, с тонкими и реже более мощными прослоями туфопесчаника и псаммитового туфа порфирита и кварцевого порфира (доступная наблюдению мощность 100 м); 13) псаммитовые кристалловитрокластические туфы пироксен-плаггиоклазового порфирита с прослоями (0,1–0,2 м) пеплового слоистого туфа алевритовой размерности (доступная наблюдению мощность 15 м). Таким образом, неполная мощность формации более 1800 м.

Для формации обычна ритмичность, проявляющаяся в размерности обломочного и пирокластического материала, своеобразная эллипсоидная отдельность в туфах, не выходящая за границы слоев, следы подводных оползней в туфоконгломератах.

Накапливались и туфо-песчано-конгломератовые, и туфо-алевроитопесчаные формации преимущественно в эвгеосинклиналях, реже в миктогеосинклиналях и на срединных массивах. Генетически связаны с размывом вулканогенных толщ практически одновременно с формированием последних, при значительном привносе пирокластического материала.

По геохимическим особенностям обломочные породы нижнеюрской и палеогеновой вулканогенно-туфо-песчано-конгломератовых формаций Малого Кавказа обогащены натрием, медью, молибденом и особенно ванадием, обеднены алюминием и калием. Характерны высокие значения отношений Cu/Ni , V/Cr , V/Zr , а также Al/Ti , Ti/Zr ; напротив, отношения K/Na , Al/Na и Ni/Co ниже, чем в других геосинклинальных формациях Кавказа. Низкие значения отношений K/Na , Al/Na и суммы содержаний щелочей ($K_2O + Na_2O$) свидетельствуют о низкой "зрелости" обломочных пород туфо-песчано-конгломератовых формаций [90]. Распределение элементов по типам пород пестрое, мало контрастное. Обогащение пород вулканогенно-туфо-песчано-конгломератовых формаций ванадием, медью и молибденом может свидетельствовать о широком распространении базальтоидов в областях питания. По-видимому, для области сноса не были характерны как ультраосновные породы (бедность Cr и Ni), так и гранитоиды (низкие концентрации Pb , Y , Zr).

Туфо-карбонатно-песчано-конгломератовая формация выделена автором при составлении карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР [43]. Представлена мощными (до 1,5–2 км) толщами сероцветных аргиллитов, туффитов, туфопесчаников с прослоями и пачками мергелей, песчаных и органогенных известняков, туфоконгломератов и туфобрекчий.

Протерозойские формации известны на Таймыре и в Енисейском крае; кембро-ордовикские в Алтае-Саянской области; девонские на Урале и в Джунгаро-Балхашской системе; верхнеюрско-меловые на Малом Кавказе.

По распространению замещаются граувакковой, туфо-глинисто-песчаной, туфо-песчано-конгломератовой и слоистоизвестняковой формациями; подстилаются глинистой, граувакковой, туфо-глинисто-песчаной; перекрываются слоистоизвестняковой, карбонатно-глинисто-песчаной, флишеидной; парагенетически связаны со спилит-диабазовой и трахит-базальтовой формациями.

В качестве примера, по материалам В.П. Ренгартена [60], можно охарактеризовать аптскую формацию Кафанского района на Малом Кавказе. Здесь у с. Агарак на размытой поверхности барремских известняков отмечаются (снизу вверх): 1) красноцветный конгломерат с гальками порфиритов (0,2–1 м); 2) чередование серых песчаных известняков и туфопесчаников с гальками порфиритов, остатки аммонитов (3–20 м); 3) известняки серые, глинистые и песчаные, с прослоями (0,2–0,5 м) пестроцветных туфопесчаников, остатки пелеципод, брахиопод, мшанок, губок и др. (14 м); 4) мергели оливково-серые, с прослоями глинистых и оолитовых песчаных известняков и известковистых туфопесчаников, остатки аммонитов, брахиопод и др. (56 м); 5) мергели серые, остатки аммонитов (10 м); 6) конгломерат из галек (3–4 см) порфиритов и их туфов (2 м); 7) чередование туфопесчаников, туфобрекчий и тонких пачек мергелей, следы подводных оползней, остатки аммонитов, пелеципод, брахиопод (68 м).

В 4 км к востоку от с. Агарак, близ с. Саралы-Хаштак, прослежен более полный разрез формации (снизу вверх): 1) песчаники известковистые, вулканомиктовые, с прослоями палевого песчаного мергеля, залегающие на размытой поверхности барремских известняков со следами субаэрального выветривания (15 м); 2) чередование оливково-серых мергелей и туфопесчаников, внизу с гальками порфиритов, остатки аммонитов (40 м); 3) мергели окремненные, светло-палевые, остатки фораминифер и аммонитов (20 м); 4) туфоконгломерат крупногалечный, зеленый (25 м); 5) туфопесчаник известковистый, с прослоями серого мергеля, остатки пелеципод (16 м); 6) туфопесчаники, местами переходящие в туфоконгломераты (до 148 м); 7) мергели алевритистые, светло-серые (40 м); 8) песчаник известковистый (4 м); 9) мергели серые, с крупными (до 3 м) глыбами барремских известняков (30 м); 10) чередование алевритистых мергелей и желтых известковистых песчаников, остатки аммонитов, пелеципод (22 м). Неполная суммарная мощность формации 360 м.

На Малом Кавказе прослеживается также аналогичная по составу и строению сеноманская формация.

Накапливалась рассматриваемая формация в сравнительно небольших морских заливах нормальной солёности с глубинами от шельфовых до довольно значительных, по мнению В.П. Ренгартена (мергели с аммонитами и ауцеллинами с тонкими раковинами); преимущественно в эвгеосинклиналиях, меньше в миктогеосинклиналиях, на срединных массивах и геоантиклиналях. Присутствие вулканогенного материала в осадках В.П. Ренгартен объяснял возникновением в морском бассейне вулканических островов с последующим их размывом.

Флишевая формация, как и молассовая, имеет длительную историю исследований. Как указывает Н.Б. Вассоевич [13], название это предложено в 1827 г. швейцарским геологом Б. Штудером, заимствовав-

шим его у крестьян Зимменталя, которые именовали флишем сланцеватые, легко выветривающиеся и разрушающиеся породы, буквально "флиш" означает "текун". Сперва флиш рассматривался Б. Штудером как локальное образование Зимменталя, а потом как особый тип меловых (позднее он считал их эоценовыми) отложений Альп, Карпат и Апеннин. Во второй половине XIX в. флиш начали выделять и в других складчатых системах, и в отложениях иного возраста, а в конце прошлого века М. Бертран [94] считал уже, что флиш характерен для средней стадии любого из разновозрастных тектонических циклов.

По определению Н.Б. Вассоевича [13], флиш характеризуется регулярным чередованием трех, реже четырех-пяти типов пород, образующих простые ритмы мощностью сантиметры и дециметры, всегда содержащие хотя бы по одному представителю зернистых и незернистых пород независимо от их вещественного состава (доля зернистых пород не менее 1/30, но не более 2/3).

Кроме пород, входящих во флишевые ритмы, часто встречаются мощные "вставные" пласты песчаников или известняков, маломощные пласты вулканического пепла, часто превращенного в кил. В типичном флише отсутствуют [13] неморские осадки (опресненные и осолоненные, а тем более наземные), не встречаются угли и соли, редки цельные остатки макроорганизмов, а кораллы вообще отсутствуют.

В составе флишевых формаций различают подформации: а) "дикого флиша" — грубообломочные с неясно выраженной ритмичностью и со следами подводных оползней толщи, по латерали обязательно переходящие в типичный флиш; б) песчаного флиша — с мощными пластами песчаников и преобладанием последних в составе флишевых ритмов; в) глинистого ("черного") флиша — с превалированием глинистых пород в составе флишевых ритмов; г) карбонатного флиша, в котором доминируют известняки и мергели с подчиненными прослоями сильно известковистых обломочных пород; д) туфогенного флиша; е) кремнистого флиша — с пластами кремнистых пород, чередующихся с терригенными; ж) субфлиша — синхроничные флишу и переходящие в него в латеральном направлении мелкоритмичные толщи, теряющие черты сходства с флишем и содержащие лишь несколько процентов зернистых пород.

Разнообразие подформаций флиша позволяет некоторым геологам, например И.В. Архипову [1973 г.], рассматривать флиш как целую группу разных по составу формаций. Однако все выделенные разновидности флиша парагенетически тесно связаны между собой, развиты в единых прогибах, переходят друг в друга по вертикали и латерали. Поэтому целесообразно сохранить единую флишевую формацию.

На территории СССР флишевые формации известны с протерозоя. Нижнепротерозойская отмечается в Приладожье; верхнепротерозойская в Енисейском кряже; нижнесилурийская в Западном Саяне; верхнесилурийско-среднедевонская в Джунгаро-Балхашской системе; верхнедевонско-нижнекаменноугольная на Урале и Южном Алтае; средне-верхнекаменноугольная в Южном Тянь-Шане; нижнепермская на Северном Пами-

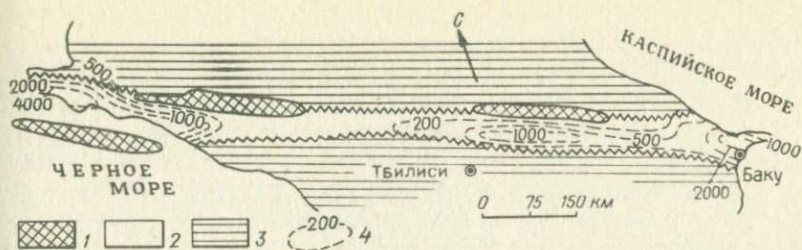


Рис. 14. Палеотектоническая схема геосинклинали южного склона Большого Кавказа для позднего мела. По Атласу литолого-палеогеографических карт СССР [1968 г.].

1 — области поднятия; 2 — область развития флишевой формации; 3 — то же, слоистоизвестняковой формации; 4 — изопахиты, м.

ре; верхнетриасово-нижнеюрская в Крыму; мел-палеогеновая на Карпатах и Большом Кавказе.

По латерали замещаются флишеидными, карбонатно-глинисто-песчаными, слоистоизвестняковыми, рифовыми; подстилаются слоистоизвестняковыми, глинистыми, карбонатно-глинисто-песчаными, флишеидными; перекрываются флишеидными, карбонатно-глинисто-песчаными, менилитовой, туфо-песчано-конгломератовой и др.

Формационные тела вытянуто-линзовидные или четковидные мощностью сотни и тысячи метров (рис. 14). Флишевые ритмы [13, 14] имеют четко выраженную нижнюю границу (часто с иероглифами) и начинаются с наиболее крупнозернистого (в данном ритме) осадка, мельчающего кверху. Первый элемент ритма, по Н.Б. Вассоевичу, сложен зернистыми породами с мелкой волнисто-косой и горизонтальной слоистостью или неслоистыми, часто с текстурами подводных оползней. Незернистые породы, часто с фукоидами, слагают второй и третий элементы ритма. Третий элемент ритма обособляется от второго по гранулометрии (наиболее тонкоотмученный материал) или по карбонатности (наименее известковистая порода).

С.Л. Афанасьев [1968 г.], изучавший верхнемеловой карбонатный флиш Кавказа, разделил второй элемент ритма на два: второй, сложенный обломочными пелитовыми породами, и третий, представленный существенно биохомогенными тонкопелитовыми. Третий (по Н.Б. Вассоевичу) элемент ритма он именует четвертым и считает, что последний представлен тонкоотмученными обычно бескарбонатными глинами и вулканическими пеплами. Появление четвертого элемента ритма связывается с возросшим влиянием вулканической деятельности, встречается он реже. Однако, как будет показано ниже, по нашим наблюдениям, флишевые ритмы часто имеют еще более сложное строение.

Песчано-глинистый флиш (верхнетриасово-нижнеюрский таврической серии Крыма, верхнебарремский у пос. Лазаревское на Кавказе, верхне-

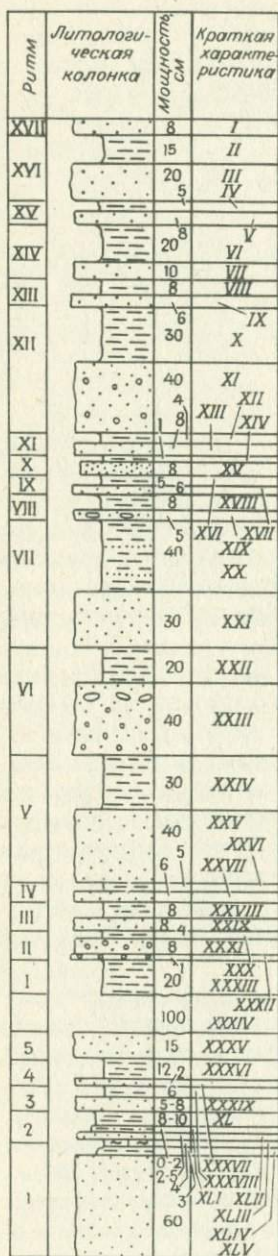


Рис. 15. Характер ритмичности верхнемелового флиша стрыйской свиты на р. Днестр против д. Терешув (Карпаты). Составил Э.Н. Янов [1969 г.].

Краткая характеристика: I, III, V, VII, IX, XIII, XVII, XXI, XXV, XXVII, XXIX, XXXV, XXXVII, XXXIX, XLII, XLV – песчаник серый, среднезернистый, неслоистый и горизонтальнослоистый; II, IV, VI, VIII, X, XII, XIV, XVI, XVIII, XX, XXII, XXIV, XXVI, XXVIII, XXX, XXXIII, XXXVI, XXXVIII, XL, XLIV – аргиллит темно-серый и серый, листоватый; XI, XIX, XXIII, XXXI – песчаник серый, средне-крупнозернистый, с рассеянными гравийными зернами и гальками аргиллита; XV – песчаник серый, мелкозернистый; XXXII – гравелит из зерен кварца и кремня; XXXIV – задерновано; XLI – алевролит серый, листоватый; XLIII – мергель серый.

меловой стрыйской свиты в Карпатах и др.) представлен тонкоритмичным (ритмы мощностью 10–30, реже 50–80 см, иногда сантиметры или первые метры) чередованием серых и реже зеленовато-серых слюдястых мелко-среднезернистых песчаников, алевролитов и черных листоватых аргиллитов. Мощность прослоев песчаников то значительно меньше мощности аргиллитов, то значительно больше. Алевролитовый элемент ритма обычно подчинен по мощности и часто выпадает, и тогда ритмы двухкомпонентные (песчаник → аргиллит), но иногда в ритмах отсутствует аргиллитовый элемент и наблюдается чередование песчаников и алевролитов. Через несколько метров по разрезу встречаются более мощные пласты более крупнозернистого и иногда гравелистого песчаника (рис. 15).

Ритмичность более высоких порядков хорошо прослеживается в песчано-глинистом флише Карпат. Она связана с чередованием ритмичных и неритмичных (преимущественно песчаниковых или песчано-конгломератных) пачек. Такие ритмы мощностью в первые сотни метров наблюдаются в разрезе стрыйской свиты. Ритмичность следующего порядка проявляется в разрезе палеогена Карпат: в северо-восточной части Советских Карпат один крупный цикл начинается

палеоценовыми яменскими песчаниками, а завершается тонко- или среднеритмичным песчано-глинистым флишем манявского горизон-

та нижнего эоцена; другой цикл начинается грубым флишем с песчаниками выгодского горизонта среднего эоцена и завершается более тонкоритмичным песчано-глинистым флишем быстрицкого горизонта верхнего эоцена. До шести порядков ритмичности наметили в таврическом флише Крыма Н.В.Логвиненко и М.И.Ритенберг [1971 г.] .

Верхнемеловой карбонатный флиш в районах Лазаревское — Туапсе — Новороссийск на Кавказе содержит многочисленные пласты серых пелитоморфных глинистых или чистых известняков и мергелей, песчаники и аргиллиты его сильно известковистые, а последние иногда и алевритистые. Ритмы мощностью 20—100 см и весьма разнообразного строения: песчаник (песчаный известняк) → известняк → аргиллит; песчаник → известняк; песчаник → известняк → аргиллит → мергель → аргиллит; песчаник → мергель; песчаник → мергель → аргиллит; песчаник → мергель → известняк → мергель; песчаник → аргиллит → известняк → аргиллит. Весьма обычны более сложные ритмы типа песчаник (песчанистый известняк) → известняк → аргиллит → известняк; песчаник (песчанистый известняк) → известняк → аргиллит → известняк → аргиллит → известняк; песчаник → мергель → аргиллит → известняк → мергель или песчаник → аргиллит → мергель → аргиллит → известняк → аргиллит → мергель → известняк → аргиллит. К тому же в аргиллитовых элементах ритма часто имеются тонкие прослойки известняков, а в известняковых — прослойки аргиллитов, что еще более усложняет строение ритмов (рис. 16). Имеются мощные "вставные" пласты и пачки известняков.

На Карпатах преобладает песчано-глинистый флиш. Редким исключением является карбонатный флиш головнинской свиты нижнего — верхнего мела, в разрезе которой на р. Днестр против горы Головня наблюдаются ритмы мощностью 10—40 см, слагающиеся серыми среднезернистыми известковистыми песчаниками и залегающими на них с резкой границей известняками и мергелями.

Для датско-палеоценового кремнистого флиша у г. Туапсе характерны ритмы мощностью 40—80 см. В основании ритма залегают пласт серого среднезернистого песчаника, переходящего выше в тонкоплитчатые аргиллиты, которые сменяются вверх по разрезу серой горизонтальнополосчатой кремнистой породой, а последняя перекрывается аргиллитом или светло-серым алевролитом, завершающим ритм. Нередко в одном ритме встречается несколько пластов кремнистых пород, чередующихся с аргиллитами и алевролитами. На Кавказе кремнистый флиш подчинен карбонатному, на Карпатах песчано-глинистому.

Для флиша характерны весьма разнообразные текстуры. В подошве пластов песчаника, начинающих флишевые ритмы, часто наблюдаются гиероглифы, подробно описанные Н.Б. Вассоевичем [14] и другими. Наиболее распространены слепки борозд размыва подстилающего осадка. Обычно они имеют язычковую форму, знаки отчетливо параллельные. Однако в подошве пласта песчаника верхнемелового флиша на р. Туапсе (у д. Мессажай) нами встречены крупные (шириной 10—20 см) слепки рукавообразных промоин, изогнутых в плане. Промоины заполнены гру-

Ритм	Литологическая колонка	Мощность, см	Краткая характеристика
XXIV		15	I
		8	II
XXIII		1	III
		6	IV
XXII		8	V
		12	VI
XXI		4	VII
		6	VIII
XX		3	IX
		7	X
XIX		2	XI
		9	XII
XVIII		7	XIII
		9	XIV
XVII		35	XV
		11	XVI
XVI		8	XVII
		12	XVIII
XV		8	XIX
		27	XX
XIV		9-10	XXI
		8	XXII
XIII		4	XXIII
		4-5	XXIV
XII		18	XXV
		34	XXVI
XI		14	XXVII
		14	XXVIII
X		14	XXIX
		9-11	XXX
IX		8	XXXI
		12	XXXII
VIII		11	XXXIII
		2	XXXIV
VII		7	XXXV
		2	XXXVI
VI		22	XXXVII
		3, 2	XXXVIII
V		7	XXXIX
		3	XL
IV		4	XLI
		7-9	XLII
III		4	XLIII
		3, 5	XLIV
II		10	XLV
		3	XLVI
I		0,5-3	XLVII
			XLVIII

Ритм	Литологическая колонка	Мощность, см	Краткая характеристика
XI		6-7	XLVII
		1,5	XLVIII
X		2,5	XLIX
		8	L
IX		4	LI
		10	LII
VIII		4	LIII
		2	LIV
VII		8	LV
		9	LVI
VI		1	LVII
		3	LVIII
V		24	LIX
		12	LX
IV		3	LXI
		5	LXII
III		6	LXIII
		7	LXIV
II		4	LXV
		6	LXVI
I		10	LXVII
		3	LXVIII
XXIV		2	LXIX
		23	LXX
XXIII		11	LXXI
		10	LXXII
XXII		10	LXXIII
		12	LXXIV
XXI		13	LXXV
		12,5	LXXVI
XX		3	LXXVII
		7	LXXVIII
XIX		4	LXXIX
		27	LXXX
XVIII		9	LXXXI
		5	LXXXII
XVII		3	LXXXIII
		8	LXXXIV
XVI		12	LXXXV
		21	LXXXVI
XV		8	LXXXVII
		10	LXXXVIII
XIV		9	LXXXIX
		6	XC
XIII		6	XCI
		9	XCII
XII		3	XCIII
		3	XCIV
XI		1,5	XCIV
		7	XCVI
X		5	XCVII
		30	XCVIII
IX		4	XCIX
		10	C
VIII		10	CI

бым обломочным материалом (гравелитом). Более редки следы внедрения зернистого материала в мягкий пелитовый осадок. Иногда к нижней поверхности песчаников приурочены "плоскостные" фукоиды — следы жизнедеятельности илоедов, но чаще фукоиды пронизывают незернистые элементы ритмов. Встречаются также знаки царапин и следов волоочения, отпечатки следов движения организмов и т.д.

В песчаниках первых элементов флишевых ритмов весьма часто наблюдается мелкая волнисто-косая или перекрестная волнистая мульдобразная слоистость (как в нижней части пласта, так в средней и верхней частях), нередко многоярусная. Волнисто-косая слоистость флиша характеризуется волнистыми поверхностями в основании серийных швов. Форма слойков обычно криволинейная (S-образная или вогнутая). Серии мощностью в несколько сантиметров. Этот тип слоистости отражает захороненные формы знаков ряби течений. Поверхности раздела серий, сохраняющие волнистость, соответствуют рельефу знаков ряби. Часто наблюдается различная направленность слойков в смежных сериях, приближающаяся к таким типам косой слоистости, как "перистая" или попеременно-разнонаправленная, которые Л.Н. Ботвинкина [1962 г.] считала характерными для слоистости в отложениях донных течений и связывала с течениями периодически-переменного направления.

Кроме косой слоистости в песчаниках и алевролитах отмечаются волнистая и горизонтальная, иногда песчаники неслоистые. Небезынтересно, что Н.Б. Вассоевич [14] горизонтальную микрослоистость в породах флиша связывал с передвижением валиков ряби, ссылаясь на наблюдения А.А. Вейхера над современным осадкообразованием. При этом многократно чередуются слойки различной зернистости, как это наблюдается и в действительности в породах первого элемента флишевого ритма.

Уже сформировавшаяся слоистость в породах первого элемента ритма часто оказывается нарушенной следами подводного оползания, которые Н.Б. Вассоевич [14] предложил называть "знаками стекания" (реоглифами). Они наблюдаются не только в алевролитах, как считал этот исследователь, но и в песчаниках, обычно захватывают не всю мощность первого элемента ритма и являются внутрислойными.

Рис. 16. Характер ритмичности кампанского флиша на р. Аше (Краснодарский край). Составил Э.Н. Янов [1973 г.].

Краткая характеристика: I, XXV, XXIX, XXXIV, XLVI, LI, LVI, LVIII, LX, LXXXIII, XCII, XCVIII, CI — песчаник серый, горизонтально- и волнистослоистый; II, V, IX, XIII, XXI, XXIII, XXXI, XXXVIII, XLV, LI, LIV, LXIII, LXIX, LXXV, LXXVIII, LXXXI, LXXXVI, XC, XCIII, XCVII, C — мергель светло-серый и серый, оскольчатый; III, VI, VIII, X, XII, XIV, XVI, XVIII, XX, XXIV, XXVI, XXVIII, XXX, XXXII, XXXV, XXXVIII, XL, XLII, XLIV, XLVII, XLIX, LIII, LV, LIX, LXI, LXIV, LXVI, LXVIII, LXXXII, LXXXIV, LXXXVI, LXXX, LXXXII, LXXXIV, LXXXVII, LXXXIX, XCI, XCIV, XCVI, XCIX — аргиллит серый, темно- и зеленовато-серый, листоватый; IV, VII, XI, XV, XVII, XIX, XXI, XXXIX, L, LXII, LXX, LXXXVII — песчаник серый, косослоистый; XXVII, XXXIII, XXXVI, XLI, XLIII, XLVIII, LVII, LXV, LXVII, LXXI, LXXIII, LXXIX, LXXXV, LXXXVIII, XCV — известняк серый и светло-серый, пелитоморфный.

Наблюдаются как захороненные в пластах песчаников знаки ряби, так и находящиеся на поверхности пластов. По типу это знаки ряби течений, созданные подводными течениями и характеризующиеся низкими значениями индекса ряби ($l/h \approx 7$), асимметрией (горизонтальный индекс ряби $l_1/l_2 = 1,8 \div 6$), неустойчивостью размеров и формы. В плане валики бывают и почти прямолинейные, хотя Н.Б. Вассоевич считал этот тип ряби нехарактерным для флиша, и волнистые. Иногда на поверхности пластов наблюдаются неправильные сложные мелкие гряды. В датском флише в районе пос. Лазаревское встречены знаки волновой асимметричной ряби с очень плоскими гребнями и длиной волны около 30 см. В верхнебарремском песчано-глинистом флише того же района на поверхностях напластования песчаников установлена интерференционная рябь, близкая по типу к прямоугольно-сетчатой, по И.И. Белостоцкому.

Для вышележащих элементов флишевых ритмов характерны весьма тонкообломочный или незернистый состав, наличие как тонкой горизонтальной и волнистой слоистости, так и неслоистых текстур. При этом, как показано выше, деление флишевых ритмов на три элемента не является обязательным.

Приведенные данные о строении флишевых ритмов полностью подтверждают вывод И.В. Архипова [1965 г., 1971 г.] о том, что градационная слоистость для флиша отнюдь не наиболее характерный тип (она может вообще отсутствовать) и непрерывность уменьшения зернистости обломочного материала вверх по разрезу флишевого ритма только кажущаяся, в действительности происходит скачкообразное изменение зернистости обломочного материала (по нашим наблюдениям, на песчаниках первого элемента флишевого ритма часто непосредственно залегают аргиллиты или даже мергели, или известняки, принадлежащие к тому же ритму, причем кровля пласта песчаника несет валообразные неровности и знаки ряби).

Анализ рис. 16 может натолкнуть на мысль, что периодичность накопления карбонатного и глинистого материала в карбонатном флише непосредственно не связана с ритмом поступления песчаного материала и пласты песчаников как чужеродный элемент "вклиниваются" в любую часть "глинисто-карбонатного" ритма. Поэтому на песчанике могут залежать и аргиллиты, и мергели, и непосредственно известняки, а также в одном флишевом ритме может быть от одного до четырех пластов известняков, чередующихся с мергелями и аргиллитами. В.А. Гроссгейм и К.Ф. Короткова [1961 г.] также отметили некоторую независимость садки карбонатов и обломочных пород в верхнемеловом карбонатном флише Кавказа, а С.И. Романовский [1969 г.] пришел даже к выводу об аperiodическом накоплении первых элементов флишевых ритмов.

Нами охарактеризована также (по результатам 1500 приближенно-количественных спектральных анализов) геохимия кавказского, крымского и карпатского флиша. Для песчаников песчано-глинистого флиша отмечаются высокие кларки концентрации натрия (1,6–7) и пониженные калия (0,6–0,8), а для песчаников карбонатного и кремнистого

флиша, наоборот, низкие кларки концентрации натрия (0,8–1,1) и более высокие калия (1–1,3). При этом кларки концентрации подсчитывались как отношения средних логарифмических содержаний химических элементов по типам пород каждой формации и кларкам тех же элементов для соответствующих типов пород.

Песчаники карбонатного и кремнистого флиша обогащены стронцием (кларки концентрации 10–30) и содержат сравнительно мало бария (1–1,5), а кавказского и крымского песчано-глинистого флиша бедны стронцием и обогащены барием (но песчаники карпатского флиша по кларкам концентрации стронция и бария приближаются к таковым карбонатного флиша). При этом содержание стронция пропорционально карбонатности отложений, самые высокие концентрации его характерны для карбонатного флиша, а низкое содержание стронция и низкая карбонатность — для кавказского и крымского песчано-глинистого флиша; карпатский флиш занимает промежуточное положение между ними. Аналогично изменяются отношения Sr/Ba: максимальные присущи карбонатному флишу, минимальные — кавказскому и крымскому песчано-глинистому, промежуточные — карпатскому.

Слабо карбонатные песчаники кавказского и крымского песчано-глинистого флиша обогащены алюминием, титаном, ванадием, марганцем, железом, кобальтом, медью, цинком и другими элементами по сравнению с песчаниками карбонатного и кремнистого, а отчасти и карпатского флиша. Те же закономерности распределения элементов характерны и для аргиллитов этих формаций, но кларки концентрации их ниже. В целом [88] кларки почти всех химических элементов в песчаниках и аргиллитах карбонатного флиша ниже, чем в тех же породах песчано-глинистого флиша. Лишь стронция в карбонатном флише больше, а калия примерно столько же. Значительно понижены в карбонатном флише содержания натрия, бария, меди, галлия и молибдена. Соответственно карбонатный флиш в отличие от песчано-глинистого характеризуется более высокими значениями отношений Sr/Ba, K/Na, Mn/Cu, V/Cu, Zr/Cu, Ti/Zr, V/Zr и пониженными Fe/Mn, Zr/Ni и Cu/(Ni + Co).

Повышенная карбонатность терригенных пород карпатского флиша, обогащенность стронцием и обеднение барием, сравнительно высокие отношения Sr/Ba, повышенные содержания марганца и меди и пониженные натрия, алюминия, титана, ванадия, хрома, никеля и свинца, низкие значения отношений Al/Ti и V/Cu и высокие Cu/(Ni + Co) — все это признаки региональные, нехарактерные для песчано-глинистого флиша Кавказа и Крыма. В известняках карбонатного флиша кларки концентрации большинства элементов близки к единице, относительно обогащены они алюминием, медью, свинцом, цирконием и бедны марганцем.

Выявлены [88] два типа распределения химических элементов по петрографическим разновидностям пород флиша (в ряду песчаники → алевролиты → аргиллиты → мергели → известняки): для песчано-глинистого флиша — переходная модификация пестрого типа, а для карбонатного и кремнистого — сглаженная упорядоченного типа.

Если объем флишевых формаций большинством геологов понимает-

ся однозначно, то происхождение их во многом остается загадочным. Большинство исследователей считают флиш разновидностью морских отложений. Д.В. Наливкин в "Учении о фациях" [1956 г.] высказал предположение, что флиш накапливался в подводной части дельт, значительные толщи его образовывались над уровнем моря на низких равнинах, затоплявшихся половодьем, а известковые илы заполняли мелкие пресноводные озера или солонатоводные лагуны.

Представления Д.В. Наливкина о наземном и дельтовом происхождении типичного флиша малоубедительны. В породах флиша встречаются остатки донных и планктонных фораминифер и других морских микроорганизмов, иногда находят и цельные остатки макрофауны: груборебристых пелеципод и аммонитов в таврической формации Крыма, пелеципод и аммонитов в меловом и палеогеновом флише Карпат, аналогичные находки сделаны в меловом флише Патагонских Альп в Чили и других регионах.

По геохимическим данным [88] отложения флиша морские, а не пресноводные: в известняках кавказского флиша отношение $Sr/Ba = 6 \div 8,6$; $Fe/Mn = 15 \div 31$; $Al/Ti = 16 \div 22$; $V/Zr = 0,8 \div 0,9$; $V/Cu = 2,4 \div 5,1$, т.е. отношения Sr/Ba , V/Zr , V/Cu такие же, как в морских известняках других формаций Кавказа, и значительно выше, чем в континентальных карбонатных породах, а Al/Ti ниже, чем в последних. В аргиллитах флиша отношения $Al/Ti = 21 \div 23$, т.е. такие же, как в морских аргиллитах, и гораздо ниже, чем в континентальных (70–120); отношения $V/Zr = 0,76 \div 1,3$ и $V/Cu = 2,5 \div 7,7$, т.е. выше, чем в континентальных аргиллитах, и обычны для морских аргиллитов.

На генетических диаграммах корреляции пар и отношений элементов флишевые формации отчетливо тяготеют к полям морских, а не континентальных отложений [88]. По данным гранулометрических анализов [Гроссгейм В.А., 1977 г.] отложения кампанского флиша на северо-западе Кавказа – донные.

Преобладание переходной модификации пестрого типа распределения химических элементов при накоплении песчано-глинистого флиша указывает на значительную расчлененность рельефа областей питания при заметном развитии процессов химического выветривания. Переход к сглаженной модификации упорядоченного типа распределения при накоплении карбонатного и кремнистого флиша свидетельствует об интенсификации процессов химического выветривания в областях питания и некоторой пенеппенизации последних.

Различия в длительности переноса и переотложения обломочного материала в процессе накопления песчано-глинистого флиша, с одной стороны, кремнистого и карбонатного флиша, с другой – подчеркиваются также значениями отношения K/Na . При недолговременном переносе обломочного материала по содержанию натрия превышает калий, а при длительном его переотложении, наоборот, калия больше, чем натрия [62]. В песчаниках песчано-глинистого флиша средние значения отношения $K/Na = 0,67 \div 1,4$, а карбонатного и кремнистого флиша 2,5 – 3,3; в аргиллитах песчано-глинистого флиша 0,75–4, а карбонатного

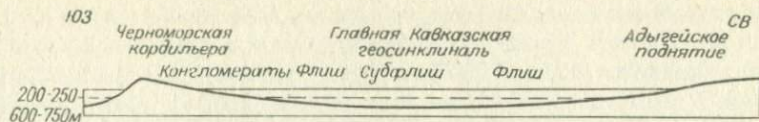


Рис. 17. Распределение глубин во флишевом прогибе геосинклинали Северо-Западного Кавказа в кампанский век. По Н.Б. Вассоевичу [14].

и кремнистого флиша 4–6,4, что указывает на более длительное перетолжение обломочного материала при накоплении карбонатного и кремнистого флиша. О том же свидетельствует и изменение содержания суммы щелочей ($K_2O + Na_2O$) [90].

Нельзя сказать, что в настоящее время нет сведений о палеогеографии флишевых бассейнов. Как убедительно показали Н.Б. Вассоевич [14], В.А. Гроссгейм [1972 г.] и другие, флиш накапливался в узких (десятки километров шириной), вытянутых на сотни километров морских бассейнах, которые от смежных с ними бассейнов отделялись цепью скалистых островов – кордильер или подводным поднятием, а с другой стороны омывали крупные участки суши – внутренние поднятия геосинклинальных систем. По подсчетам Н.Б. Вассоевича [14], глубины от шельфовых примерно до 600 м. Наиболее мелководен дикий флиш, а самый глубоководный – субфлиш, который заполняет осевую часть прогиба (рис. 17). Впрочем, М.Г. Леонов [1971 г., 1972 г.] считает флиш образованием континентального склона и его подножий, а происхождение дикого флиша связывает [Леонов М.Г., 1975 г.] с разрушением фронтальной части шарьяжей. Однако присутствие в составе флиша мелководных морских отложений подтверждается находками раковин иноцерамов, наличием в районе пос. Лазаревское описанной выше волновой и интерференционной ряби и т.д. И. Драгинда [Draghinda I., 1974 г.] в Румынских Карпатах определял глубину накопления глауконитовых песчаников флиша менее 200 м. Дж. Ф. Манжен [Mangin G.F., 1962 г.] нашел в пиринейском флише следы птицы.

Накапливались флишевые формации чаще всего во флишевых геосинклинальных прогибах, реже в миктогеосинклиналях, еще реже в эвмиогеосинклиналях, обычно на зрелой стадии развития, а во флишевых геосинклиналях часто непосредственно после их заложения.

Однако происхождение самой замечательной особенности флиша – ритмичности – в настоящее время не выяснено и объясняется по-разному. Причину ритмичности флишевой седиментации видят или в периодичности тектонических движений и связанных с ними обмелениях и углублениях бассейна [14], или в эпизодическом взмучивании осадков и оседании их на дно с быстрым уменьшением крупности обломочного материала вверх по разрезу флишевого ритма (Б.М. Келлер, Ф. Кюнен, И.В. Хворова, В.А. Бобров, С.И. Романовский и другие), или в колебаниях интенсивности донных течений, разносивших обломочный материал по флишевому трогу (В.А. Гроссгейм, М. Рещ-Фролло, Дж. Губерт).

Сторонники гипотезы эпизодического взмучивания осадков принимают разный механизм образования флиша. Б.М. Келлер [1949 г.] связывал ритмичность флиша с землетрясениями и порождаемыми ими цунами, а Ф. Кюнён [1950 г., 1952 г., 1959 г., 1965 г., 1967 г.], И.В. Хворова [1958 г., 1961 г.] и другие — с деятельностью мутьевых потоков. В.А. Бобров [Бобров В.А., Романовский С.И., 1970 г.] считал, что для формирования флиша необходим шельфовый бассейн, отделенный подводным порогом от флишевого трога; землетрясения или, скорее, мощные циклоны приводят в турбулентное состояние всю массу воды в шельфовой зоне, образуется мутьевой поток, преодолевающий кордильеру и стекающий во флишевый трог.

Представления о ведущей роли мутьевых потоков в формировании флиша базируются на обнаружении таких потоков высокой плотности в современных океанах и на идеализированных схемах строения флишевых ритмов, предполагающих господство во флише градационной слоистости. По этим гипотезам образование каждого ритма флиша происходило очень быстро (за несколько часов или дней), зернистый осадок отлагался в последовательности убывания гранулометрической размерности, но Ф. Кюнён предполагает, что и в условиях однородного потока может возникать параллельная слоистость с чередованием, например, песчаных зерен и листочков слюды. Тонкое переслаивание алевролитов и глин на границе первого и второго элементов ритмов С.И. Романовский [1971 г.] объясняет свойствами глинистых суспензий: выделение из песка избыточной воды с глинистыми частицами, их коагуляция на поверхности осадка, снова садка зернистого материала и т.д.

Однако, как уже указывалось, градационная слоистость вообще не характерна для флиша, а объяснить деятельностью мутьевых потоков все многообразие флишевых текстур невозможно: волнистую и многоярусную, часто попеременно-разнонаправленную косую слоистость и т.д. Этой гипотезе противоречат выдержанность на больших расстояниях (до 1000 км) разрезов флишевых формаций, а также характер распределения химических элементов по типам пород флиша [88]. К тому же современные турбидиты отличаются от вмещающих их илов повышенными содержаниями марганца и железа [Чайников В.И., 1974 г.], а породы флиша беднее этими элементами, чем соответствующие типы пород других геосинклинальных формаций Кавказа [90].

Кроме того, градационная слоистость наблюдается не только в морских, но и [Negedank I.F.W., 1972 г.] в пермских озерных пестроцветных отложениях с углями, остатками рыб и растений, в озерных отложениях серии Талчир в Индии [Pandya K.L., 1974 г.]. И в морских отложениях она не обязательно обусловлена мутьевыми потоками. Среди илистых осадков шельфа описаны [Reineck H.-E., Singh I.B., 1972 г.] тонко переслаивающиеся с илом слои песка и алеврита, имеющие резкую подошву и связанные постепенным переходом с пелитом. Образование их связано со взмучиванием осадка и последующим отложением из суспензии без возникновения мутьевых потоков. Дж. Ф. Манжен [Man-

gin G.F., 1975 г.] справедливо отметил, что ныне термин "турбидиты" стали ошибочно применять ко всем кластическим образованиям с градиционной слоистостью.

Осцилляционная гипотеза формирования флиша разрабатывалась Н.Б. Вассоевичем [14]. В наше время этой гипотезы придерживается О.С. Вялов [1977 г.], считающий, что поднятие кордильер вызывает их разрушение и вынос грубого материала, при спокойном их состоянии идет осаждение тонкого материала. Г.Н. Ладъженский [1973 г.] в отличие от О.С. Вялова полагает, что происходили не колебательные движения кордильер, а толчкообразные опускания их и дна бассейна. По мнению В.И. Чальшева [1976 г.], песчаники слагают регрессивную часть флишевых ритмов, они накапливались при обмелениях бассейна (до нескольких десятков метров).

На роль донных течений в образовании флиша в последнее время обратил особое внимание В.А. Гроссгейм [1961 г., 1963 г., 1972 г., 1973 г.]. Он указывает, что в первый момент формирования нового ритма течения были сильные, в основном вдоль флишевого трога. Именно в этот момент отлагались наиболее грубые и наименее сортированные осадки. Замедление течений приводило к накоплению сравнительно хорошо отсортированных алевролитов, а затем пелитов второго элемента ритма. При формировании третьего элемента ритма донные течения отсутствовали, а осадки выпадали в виде взвеси.

Н.Б. Вассоевич [1962 г.] считает, что флишевые прогибы представляют собой длинные проливы с достаточно сильным продольным течением, возможно не менее сильным, чем установленные для современной эпохи в проливах Скагеррак, Каттегат, Зондском и др. Эти течения на глубине 100–600 м имеют скорости до 0,2–0,5 м/с, т.е. способны размывать илистое дно и транспортировать крупный песок и даже мелкий гравий. В своих ранних работах [12] он отводил донным течениям главную роль в формировании ритмичности флиша.

Сторонники гипотезы мутьевых потоков иногда признают некоторую роль донных течений в образовании знаков ряби на поверхности выпавшего уже песчано-алевритового осадка, но не роль агента, транспортирующего обломочный материал.

Н.Б. Вассоевич [1962 г.], выдвинув ряд возражений против гипотезы мутьевых потоков, все же попытался использовать ее для объяснения накопления первого элемента флишевого ритма. Формирование второго элемента ритма связано, по его мнению, с деятельностью продольных донных течений, а третьего элемента – с понижением температуры вод, обусловленным климатическими колебаниями или проникновением во флишевый прогиб (пролив) холодных вод из океана. Таким образом, критические замечания по гипотезе мутьевых потоков отчасти относятся и к гипотезе образования флиша, предложенной Н.Б. Вассоевичем.

Приведенные выше данные о текстурах флиша и характере флишевой ритмичности, на наш взгляд, вполне определенно свидетельствуют о решающей роли в их образовании донных течений: наиболее интенсивных в начале формирования ритма при накоплении песчаных и более

грубообломочных слоев. Вышележащие элементы флишевых ритмов накопились в условиях ослабления донных течений, но, очевидно, и при этом происходили колебания интенсивности и, может быть, направления течений, отражавшиеся на активности приноса терригенного материала и на соотношении последнего с аутигенным.

Относительно причин периодического колебания интенсивности донных течений при накоплении флиша могут быть высказаны разные соображения. В.А. Гроссгейм попытался связать гипотезу донных течений с осцилляционной, предположив, что донные течения возникали как компенсационный механизм при прогибании флишевого трога.

Однако обращает на себя внимание соответствие продолжительности формирования одного флишевого ритма (по Н.Б. Вассоевичу, 500 — 4000 лет) и намеченного О. Петтерссоном "многовекового ритма" колебаний приливообразующей силы (1800—1900 лет), достигающей максимума, когда в процессе движения Земли вокруг Солнца и Луны вокруг Земли происходит совмещение всех этих трех тел на одной прямой при нахождении Земли в перигелии, а Луны в апогее. А.В. Шнитников связывает с колебаниями приливообразующей силы изменчивость океанической циркуляции, возникновение внутренних волн весьма большой амплитуды, колебания температуры поверхности океанов, а в итоге крупные изменения климата и особенно общей увлажненности материков.

Если прав А.В. Шнитников и каждые 1800—1900 лет приливообразующие силы способны всколыхнуть всю массу океанических вод, то они могут быть и причиной появления сильных донных течений во флишевых трогах, формирующих первый элемент флишевых ритмов и обуславливающих ритмичность осадконакопления флиша. Совместное действие колебаний приливообразующей силы и климатических изменений (а последние сказывались на садке карбонатного материала во флишевых трогах, интенсивности приноса реками обломочного материала с суши) могли быть особенно значительными, если "многовековой ритм" совпадал по времени с близким по продолжительности циклом колебаний солнечной активности (1500—2200 лет), установленным М.С. Эйгенсоном [Янов Э.Н., 1976 г.]. Н.В. Логвиненко [1972 г.] также связал флишевую ритмичность разных порядков с изменениями солнечной активности и климата, а С.Л. Афанасьев [1978 г.] — с периодами обращения планет, изменениями наклона оси Земли.

Какова же в этом случае роль тектонического фактора в образовании флиша? Флиш возникал в определенных палеогеографических условиях: в узких протяженных прогибах геосинклинальных областей, представлявших собой относительно глубокие проливы, ограниченные кордильерами — внутригеосинклинальными цепями островов, служившими источником обломочного материала. Именно в этих узких прогибах — проливах — приливные течения достигали максимальной силы, как и теперь в проливах или фиордах, а в обширных мелководных платформенных морях палеогеографические условия не были благоприятными для образования флиша, хотя астрономические факторы, обусловившие флишевую ритмичность, проявлялись планетарно.

Приливные течения, вообще, имеют ряд особенностей, важных для объяснения флишевой ритмичности: их энергия пропорциональна квадрату высоты прилива, т.е. во времени сильно меняется в зависимости от астрономических факторов, а скорость приливного течения практически не зависит от глубины, и они способны воздействовать на дно при любой глубине. Известны глубокие (до 30–50 м) каналы, выработанные в современных морях приливными течениями, а также насыпные песчаные гряды (в Северном море и др.) длиной в десятки километров и высотой до 20–30 м. Исследования НИС "Витязь" в северо-западной части Тихого океана показали, что близ устьев проливов Крузенштерна, Буссоль, Фриза даже на глубине 3000–3500 м обнаруживаются обширные поля песчаного грунта и выходы коренных пород, приуроченные к зоне течения Куроиси и к участкам с мощными приливными течениями. Непосредственные определения скорости течения показали, что даже на глубине 1500 м они достигают 20 см/с, что вполне достаточно для перемещения песчаных зерен (массовый перенос песка происходит при скорости 15–25, а отдельных зерен 8–12 см/с). Знаки ряби обнаружены на морском дне на глубине до 2400 м. О.К. Леонтьев [1975 г.] описал на дне океанов созданные донным течением огромные аккумулятивные формы типа кос и пересыпей (Восточно-Тихоокеанский вал, хр. Блейк-Багама и др.).

Бедность отложений флиша хорошо сохранившимися цельными остатками макрофауны скорее всего связана с тем, что флишевые бассейны вообще были бедны донной фауной (за исключением илоедов). Сильные донные течения переносили большие массы взвесей, а замутнение вод вызывало гибель фауны и флоры в результате резкого уменьшения проникновения света в толщу вод и сокращения зоны фотосинтеза. Оговоримся, что мутные воды и мутьевые потоки совсем не одно и то же, на что резонно указывал Н.Б. Вассоевич [1962 г.].

Выше обсуждались причины образования элементарных флишевых ритмов, но ритмичность более высоких порядков может вызываться колебательными тектоническими движениями дна бассейна и областей питания, как это предположил для Карпат М. Ксежкевич [Ksiazkiewicz M., 1960 г.]. Л.В. Линецкая и В.Н. Утробин [1971 г.] объясняют чередование неритмичных и ритмичных толщ в разрезе флишевой формации верхнего мела – палеогена северного склона Советских Карпат тем, что первые отлагались на глубине 100–200 м, а вторые – ниже 1000 м. Вряд ли эти цифры точны, но колебания глубин бассейна могли иметь место.

Из полезных ископаемых с флишем связаны немногие: карбонатные породы флиша служат цементным сырьем. Иногда флишевые формации нефтеносны.

Флишоидная формация выделена Н.Б. Вассоевичем [14]. По его определению, она объединяет осадочные толщи, которые (независимо от того, синхроничны ли они флишу или нет) обнаруживают различные черты сходства с флишем, в той или иной мере мелкоритмичны, однако по ряду существенных признаков не относятся к типичному флишу.

Весьма характерна многопорядковая ритмичность флишоидных фор-

маций: крупные ритмы представлены чередованием неритмичных пачек (мощностью до первых сотен метров) песчаников и конгломератов (или алевролитов и аргиллитов) и пачек с четкой средней и мелкой ритмичностью; ритмы средней мощности (метры и первые десятки метров) сложены мощными пластами массивных песчаников (или песчаников и конгломератов), чередующихся с мелкоритмичными сериями; мелкие ритмы (мощностью сантиметры и дециметры) в отличие от флишевых чаще двухкомпонентные и могут вообще не содержать незернистых пород. Иногда терригенные породы переслаиваются с карбонатными и пирокластическими.

Соответственно во флишеидных формациях различают подформации: а) сероцветную глинисто-алеврито-песчаную; б) алеврито-песчано-конгломератовую; в) пестроцветную глинисто-алеврито-песчаную; г) терригенно-карбонатную; д) кремнистую; е) туфогенную.

Архейско (?) -нижнепротерозойские формации отмечены в Карелии; верхнепротерозойские на Тимане, Таймыре, в Енисейско-Присаянской и Байкальской системах; кембрийские в хр. Чингизтау, на Чуйском и Аргунском массивах; верхнекембрийско-ордовикские в Алтае-Саянской и Центральноказахстанской областях; силурийские в Казахстане; девонские на Урале, в Южно-Тянь-Шаньской и Джунгаро-Балхашской системах, в Передовом хребте Кавказа и Кольвань-Томской зоне; каменноугольно-пермские на Урале, Новой Земле, Памире, в Джунгаро-Балхашской, Зайсанской, Верхояно-Кольмской, Охотско-Корякской, Сихотэ-Алинской системах; триасовые на Памире, Чукотке, в Забайкалье; юрские в Центральном Памире, Крыму и Верхояно-Колымской системе; меловые в Сихотэ-Алинской, Охотско-Корякской системах, Южно-Ануйском прогибе, на Большом Кавказе и в Копетдаге; палеогеновые на Карпатах, Восточной Камчатке и в Аджаро-Триалетской зоне; олигоцен-миоценовые в Олюторском прогибе и на Восточной Камчатке.

В формационных рядах флишеиды подстилаются, перекрываются и замещаются по латерали разнообразными формациями: флишевыми, граувакковыми, полимиктовыми, глинистыми, кремнисто-сланцевыми, яшмовыми, слоистоизвестняковыми, рифовыми, карбонатно-глинисто-песчаными, угленосными паралическими (уральского типа) и др. Формационные тела, аналогично телам флишевых формаций, вытянуто-линзовидные и четковидные мощностью сотни и иногда многие тысячи метров.

Хорошим примером сероцветной глинисто-алеврито-песчаной флишеидной формации может явиться баррем-аптская южного склона Большого Кавказа, разрез которой изучен автором на р. Арагве у с. Пасанаури (снизу вверх): 1) пачка (50 м) ритмичного (ритмы 0,1–0,5 м) чередования мелко-среднезернистых песчаников и темно-серых тонкоплитчатых алевролитов (преобладают); 2) песчаник мелко-среднезернистый, серый, горизонтально- и тонко-диагональнослоистый (15 м); 3) ритмы (5–10 см) – мелкозернистый песчаник → алевролит (5 м); 4) песчаник среднезернистый (8 м); 5) ритмы (5–10 см) – песчаник мелко-среднезернистый, горизонтально- и тонко-диагональнослоистый → алевролит темно-серый, листоватый, с редкими "вставными" пластами (до 0,2–0,3 м) песчаника; на верхних поверхностях наложения песчаников следы размыва и трещины, запол-

ненные алевролитом (80 м); 6) песчаник серый, среднезернистый (8 м); 7) ритмы (3–5, иногда 10 см) – песчаник мелкозернистый, серый → алевролит (10 м); 8) чередование пластов (до 0,6–0,8 м) песчаников среднезернистых, серых и равных им по мощности пачек тонкоритмичного чередования песчаников и алевролитов (12 м); 9) песчаник среднезернистый, серый (8 м); 10) чередование пластов (0,6–0,8 м) среднезернистых песчаников и пачек мелкоритмичного чередования песчаников и алевролитов (6 м); 11) ритмы (0,4–0,6 м) – песчаник (0,3–0,4 м) → алевролит (0,1–0,2 м) (8 м); 12) песчаник мелко-среднезернистый, серый, сверху с алевроитовой галькой (12 м); 13) ритмы (внизу 0,5–0,6, сверху 0,1–0,2 м) – песчаник (большей мощности) → алевролит (25 м); 14) песчаник мелко-среднезернистый, серый, неслоистый и горизонтальнослоистый (8 м); 15) пачка (100 м) ритмичного (ритмы 5–10, реже 20 см) переслаивания песчаника мелко-среднезернистого, горизонтально- и тонкодиагональнослоистого с алевролитом темно-серым, листоватым и тонкоплитчатым (несколько большей мощности); редкие “вставные” пласты (0,2–0,4 м) песчаника; 16) алевролиты темно-серые, тонкоплитчатые (40 м); 17) чередование мощных пластов песчаника с тонкоритмичными пачками переслаивания песчаников мелкозернистых и алевролитов (30 м); 18) алевролиты темно-серые, тонкоплитчатые с редкими, тонкими (1–3 см) прослоями мелкозернистого серого песчаника (40 м); ... выше детально описан разрез совершенно аналогичного строения, мощность которого примерно 1080 м ... 52) ритмы (0,3–0,6 м) – песчаник серый → черный аргиллит большей мощности (6 м); 53) песчаник среднезернистый, серый (0,5 м); 54) ритмы – песчаник мелкозернистый, серый, горизонтальнослоистый (до 0,1 м) → аргиллит черный, листоватый (0,1–0,4 м) (8,1 м); 55) песчаник серый, среднезернистый, горизонтальнослоистый, с аргиллитовыми гальками (12 м); 56) песчаник мелкозернистый, серый, неслоистый и горизонтальнослоистый (3 м); 57) ритмы (0,5–0,8 м) – песчаник мелко-среднезернистый → алевролит (2 м); 58 – песчаник мелко-среднезернистый, серый, неслоистый (1,5 м); 59) ритмы (0,1–0,7 м) – мелкозернистый песчаник → алевролит (3 м); 60) аргиллиты и алевролиты зеленоватые, листоватые (доступная наблюдению мощность 20 м). Суммарная мощность изученного разреза – неполная мощность нижнемеловой флишоидной формации – 1600 м. В той же формации на р. Черная Арагва местами отмечается ленточное переслаивание сантиметровых прослоев песчаника и алевролита.

Алевро-песчано-конгломератовая подформация отличается от описанной выше присутствием в разрезе мощных пачек конгломератов, а в составе средних по мощности ритмов – пластов конгломератов.

В качестве примера приведем обобщенное описание разреза верхнедевонской картджуртской [92] флишоидной формации Передового хребта Кавказа, составленного автором в верховьях р. Кубани у д. Картджурт (снизу вверх): 1) песчаники средне-крупнозернистые, неслоистые, сверху с прослоями гравелита (доступная наблюдению мощность 220 м); 2) алевролит темно-серый, тонкоплитчатый (20 м); 3) песчаник серый (30 м); 3) ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов (20 м); 4) конгломерат мелкогалечный (18 м); 5) ритмичное переслаивание конгломератов, песчаников и алевролитов (35 м); 6) конгломерат мелкогалечный (8 м); 7) песчаник крупнозернистый, серый (29 м); 8) тонкое ритмичное переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов (48 м); 9) алевролиты темно-серые, тонкоплитчатые и листоватые, с прослоями (0,1–0,2 м) серого мелкозернистого песчаника (280 м); 10) конгломерат среднегалечный, серый (40 м); 11) тонкое ритмичное переслаивание песчаников мелкозернистых, серых и тонкоплитчатых алевролитов (мощность слоев тех и других 5–15 см), с “вставными” пластинами (0,3–0,6 м) крупнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов (300 м); 12) песчаник средне-крупнозернистый, серый, с прослоями (2–10 м) конгломерата из обломков эффузивов, кремней и известняков (200 м); 13) песчаник крупнозернистый, серый, прослоями переходящий в гравелит (70 м); 14) че-

редование пачек (10–20 м) песчаников средне-крупнозернистых и тонкого ритмичного переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов, прослой (до 3–8 м) конгломерата средне-крупногалечного, с валунами известняка размером до 1,5–2 м (250 м); 15) песчаники средне-крупнозернистые, серые, прослоями переходящие в гравелит (доступная наблюдению мощность 200 м). Общая мощность разреза около 1750, мощность формации 1300–2000 м.

В описанном разрезе намечаются крупные ритмы: первый – пачки 1–9; второй – пачки 10–11; третий – пачки 12–14; четвертый (начало крупного ритма) – пачка 15. Мощность их соответственно свыше 700, 340, 520 и 200 м. Первый ритм начинается неритмичной песчаниковой пачкой 1, средняя его часть срединеритмичная (пачки 2–8, образующие четыре ритма средней мощности), а завершается неритмичной алевролитовой пачкой 9. Второй ритм складывается внизу конгломератовой пачкой 10 и завершается мелкокоритмичной пачкой 11. Третий ритм начинается песчаниковой с конгломератами пачкой (12–13) и завершается срединеритмичной пачкой 14 (около 15 ритмов меньшей, чем в пачках 2–8, мощности). Четвертый ритм вновь представлен песчаниковой пачкой.

В отличие от описанной выше нижнемеловой флишоидной формации в девонской кардджортской присутствуют конгломератовые пласты и пачки. Кроме того, увеличена мощность неритмичных пачек, они преобладают в разрезе (почти 60 % мощности разреза неритмичные пачки, 40 % средне- и мелкокоритмичные).

Конгломераты кардджортской формации плохо отсортированы по размеру галек и валунов (преимущественно плохо окатанных). В их составе обломки основных интрузивных пород и эффузивов, иногда кислых эффузивов и кремней, метаморфических сланцев, кварцитов, известняков. Песчаники и алевролиты кварцево-литические и литические, граувакковые, с обломками тех же пород, часто встречаются туфопесчаники.

Ритмичность пестроцветной верхнекембрийско-ордовикской флишоидной формации Западного Саяна подробно охарактеризована И.Н. Казаковым [1967 г.]. В многокилометровом разрезе ее он выделил макроритмы (500 – 1500 м), мезоритмы (10–100 м), а в отдельных более тонкокластических пачках микроритмы (от 0,1–1 см – ленточный тип – до 0,1–2 м). Первый элемент ритма песчаный, второй (верхний) алевро-глинистый; соотношение их мощностей (1:1) ÷ (2:1) в микроритмах и (15:1) ÷ (30:1) в мезоритмах. Иногда в основании мезоритмов тонкие (1–10 см) прослой гравелитов. В подошве ритмов нередко следы размыва. Макроритмы сложены в нижней части песчаниками плохо сортированными, разнозернистыми, полимиктовыми, с редкими прослоями алевролитов и сланцев, в средней – мезоритмичной пачкой, в верхней – мезо- и микроритмичной. Песчаники и алевролиты нередко косослоистые, тонкообломочные породы горизонтальнослоистые.

Малую ритмичность разновозрастных отложений Горного Алтая охарактеризовал И.А. Вылцан [1967 г., 1973 г.; 1978 г.]. Это – элементарные ритмы и объединяющие их "ритмогаммы", ритмы следующих порядков: ритмосерии, ритмогоризонты, ритмопачки.

Ритмичность несколько иного типа описана в силурийской (ландовери) пестроцветной флишоидной формации хр. Каракчитау в Южном Тянь-Шане Н.А. Мазаненко и О.Н. Халецкой [1967 г.]. Намечаются ритмы мощностью 0,1–1,5, реже до 3 м, двухкомпонентные (песчаник → алевролит), чаще трехкомпонентные (песчаник → алевролит → аргиллит). Красноцветная окраска приурочена к наиболее тонкозернистым породам (аргиллитам, отчасти алевролитам), а более грубообломочные породы сероцветные. Отмечаются знаки ряби, трещины усыхания, следы ползания илоедов, широко распространены косая слоистость и растительные остатки.

Палеогеновая туфогенная флишоидная формация выделяется автором в Аджаро-Триалетской зоне Кавказа (ранее ее именовали "боржомским флишем"). Для примера приведем описание части ее разреза на р. Куре, в районе г. Боржом (снизу вверх): 1) ритмы (10–20 см) – песчаник (1–5, иногда до 10 см) мелко-среднезернистый, горизонтально- и косослоистый → алевролит тонкоплитчатый

(7–20 см), в подошве пластов песчаника слепки борозд размыва и следы жизнедеятельности илоедов; через 2–4 м по разрезу "вставные" пласты (0,4–0,8 м) песчаника (доступная наблюдению мощность 50 м); 2) песчаники средне-мелкозернистые, горизонтальнослоистые и неслоистые, с тонкими прослоями алевролитов (доступная наблюдению мощность 30 м); перерыв в обнажениях до 120 м; 3) туфопесчаник разнозернистый, неслоистый, зеленовато-серый и серый (доступная наблюдению мощность 10 м); 4) ритмы – песчаник среднезернистый, серый, горизонтально- и волнистослоистый, в подошве со слепками борозд размыва (внизу пласты 30–50, сверху от 5–10 до 20 см) → алевролит окремненный, горизонтально-слоистый, серый (до 10–20 см) (мощность пачки 12 м); 5) на размытой поверхности пачки 4 с гравелитом в основании лежит песчаник (2 м); 6) аналогично пачке 4 (1,5 м); 7) с размывом на поверхности пачки 6 лежит серый волнистослоистый песчаник (4 м); 8) аналогично пачке 4 (доступная наблюдению мощность 2 м).

Выше по разрезу чередуются пачки ритмичные песчано-алевритовые и туфопесчаников, а также пласты (2–8 м) кремнистых пород и маломощные покровы порфиритов. На поверхности напластования следы ползания гастропод, червей, слепки борозд волочения предметов и др.

Для верхней части формации характерен разрез на рч. Боржомке, на 5-м километре шоссе Боржоми – Бакуриани (снизу вверх): 1) ритмы – туфопесчаник зеленовато-серый, горизонтальнослоистый (15–25 см) → алевролит тонкоплитчатый, серовато-зеленый (10–15 см) (доступная наблюдению мощность 8 м); 2) туфопесчаник разнозернистый, гравелистый, серовато-зеленый, неслоистый, с аргиллитовыми гальками (25 м); 3) ритмы – песчаник → алевролит со слоями аргиллита, местами алевролит переполнен растительным детритом; в подошве пластов песчаника слепки борозд размыва, следы жизнедеятельности илоедов (12 м); 4) песчаник разнозернистый, серый (1 м); 5) ритмы – туфопесчаник (20–40 см) → алевролит тонкоплитчатый, зеленовато-серый, с тонкими прослоями песчаника и слоями аргиллита (30–60 см) (мощность пачки 15 м); 6) туфопесчаник разнозернистый, плохо отсортированный, грязно-зеленовато-серый, неслоистый и горизонтальнослоистый (доступная наблюдению мощность 20 м); перерыв в обнажениях до 70 м; 7) ритмы (от 5–7 до 15–20 см) – песчаник мелко-среднезернистый, горизонтально и косослоистый → алевролит серый и коричневатосерый, тонкоплитчатый (иногда аргиллит) (доступная наблюдению мощность 20 м). На пачке 7 залегает мощная (не менее 300 м) пачка туфопесчаников, сверху с пластами кремнистой породы и туфоконгломерата.

Терригенно-карбонатная флишоидная формация отличается от описанных выше присутствием прослоев и (или) пачек известняков, а кремнистая слагается ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми, кремнистыми и кремнисто-гемаитовыми сланцами, местами с линзовидными телами яшм и эффузивов.

В работе [88] дана геохимическая характеристика флишоидных формаций Кавказа. Для них характерны обогащенность марганцем и натрием, пониженные содержания меди, циркония, молибдена и соответственно повышенные значения отношений Mn/Cu , V/Cu , Ti/Zr , Al/Ti и низкие K/Na , Fe/Mn , Zr/Ni , $Zr/(V + Cr)$. Своеобразие геохимической характеристики флишоидных формаций – еще одно основание для того, чтобы не путать их с типичным флишем. Тем более что с некоторыми флишоидными формациями на территории СССР связана марганце-, железо- и фосфоритность, не характерная для флиша.

Флишоидные формации более всего распространены в миогеосинклиналях, реже в эв- и миктогеосинклиналях. Накапливались они в морских бассейнах, морфологически сходных с флишевыми. В их формировании

большую роль играли донные течения (борозды размыва, косая слоистость песчаников и т.д.), но ритмичность осадконакопления проявляется с меньшей правильностью и мелкоритмичные пачки часто подчинены неритмичным. По-видимому, некоторые разновидности флишеидной формации (в первую очередь, пестроцветные и алевроито-песчано-конгломератовые подформации) более мелководные, чем флишевые: трещины усыхания, обилие детрита наземных растений и др.

Валунно-глинистая формация выделена В.Н. Григорьевым и М.А. Семихатовым [33] под названием "формация валунно-галечных аргиллитов". Слагается неслоистыми серыми, местами красноватыми и зеленовато-серыми песчано-глинистыми породами, в которых неравномерно рассеяны различные по форме и окатанности гальки, валуны и глыбы осадочных и изверженных пород.

Валунно-глинистые формации исключительно верхнепротерозойские выделены в Енисейском крае, Прибайкалье, Северном и Среднем Тянь-Шане, на Урале. В латеральном направлении они замещаются флишевой, флишеидной, полимиктовой и карбонатно-глинисто-песчаной формациями; подстилаются парамолассовой, полимиктовой, карбонатно-глинисто-песчаной; перекрываются углисто-кремнистой и карбонатно-глинисто-песчаной.

В Енисейском крае, где впервые была выделена эта формация, она охватывает часть суктальминской свиты чингасанской серии, которую В.Н. Григорьев и М.А. Семихатов относили к нижнему кембрию, но теперь ее считают верхнепротерозойской, коррелируя чингасанскую серию с ослянской и вороговской. Полнее всего валунно-глинистая формация изучена в верховьях р. Вороговки, где, по материалам М.А. Семихатова [65], на размытой поверхности погорюйской свиты несогласно залегают песчаные аргиллиты, грязно- и зеленовато-серые, с рассеянными гальками и валунами (от гравия до глыб 1,5–2 м). Распределены гальки неравномерно. Чаще всего они составляют лишь 10–15 % породы, местами почти отсутствуют, но в ряде мест аргиллиты сильно обогащены гальками, которые иногда прилегают. Крупные гальки и глыбы встречаются лишь местами и залегают то в одиночку, то группами по 3–5 штук, будучи примерно одинаково ориентированными. Чаще всего встречаются гальки размером 2–5 см, полуокатанные, нередко угловатые, реже до 20–30 см, окатанные лучше. Крупных глыб (до 1,5–2, иногда 4–5 м) больше в подошве формации, около останцов древнего рельефа. Обломки сложены доломитами, реже гранитами и гнейсами (крупные глыбы – только доломитами), встречаются мелкие гальки известняков, кремней, кварца, кварцитовидных песчаников и алевролитов, сланцев и амфиболитов (породы местного происхождения). Заполнитель – глинистая масса с 20–40 % песчано-алевритовой фракции.

В валунно-галечных аргиллитах признаки первичной слоистости (если они и были выражены) не сохранились из-за рассланцевания. Лишь местами залегают нормальнослоистые породы. Так, по р. Вороговке, в 4,5 км ниже устья р. Лиственной, примерно в средней части разреза формации на расстоянии 120 м друг от друга лежат две пачки (мощностью 60 и 80–100 м) тонкозернистых песчаников полимиктовых, известковистых, зеленовато-серых; в верхней пачке песчаников встречен пласт (12 м) лито-кристаллокластических туфов основного и среднего состава. Отмечается также маломощный покров спилитоподобной миндалекаменной породы. Мощность формации не очень уверенно оценивается в 500–800 м.

Юго-восточнее на р. Чапе, у устья р. Чивиды, также прослеживается валунно-глинистая формация мощностью около 500 м, которая подстилается и перекрывается песчано-глинистыми флишевыми толщами той же чингасанской серии. В вер-

хах формации выделяется пачка (50–70 м) грубозернистых песчаников с крупной косою слоистостью; в отдельных прослоях и линзах они обогащены тесно сгруженной галькой размером 2–4 см (изредка до 25–30 см) тех же пород, что и в аргиллитах.

К юго-востоку от р. Чапы валунно-галечные аргиллиты прослеживаются на несколько километров вверх по рекам Чингасану и Чивиде и вскоре выклиниваются, фациально замещаясь флишевой формацией. На западе распространение формации ограничено областью сноса – Лебязжинско-Беретской кордильерой.

В Северном и Среднем Тянь-Шане валунно-глинистая формация дважды повторяется в разрезе верхов протерозоя, будучи разделенной карбонатно-глинисто-песчаной формацией. Нижняя залегаёт в низах улутауской (джетымской) серии. В Северо-Западном Каратау к ней относится ранская свита [3]. Формация здесь начинается базальными конгломератами серыми, зеленовато-серыми, состоящими из обломков размером от нескольких сантиметров до 20–30, редко 60–80 см, погруженных в песчанистую, в редких случаях в карбонатную массу. Гальки и валуны обычно хорошо окатанные, шарообразные и эллипсоидальные. Состав их четко увязывается с подстилающими породами: на крайнем северо-западе преобладают эффузивы и туфы, на р. Аксумба и в Бақырлинских горах – кислые эффузивы, мраморы, граниты, граносиениты, еще юго-восточнее – на р. Ран – заметную роль играют сиениты и монзониты.

Вверх по разрезу конгломераты переходят в грубозернистые полимиктовые, реже аркозовые песчаники с линзами и тонкими пропластками конгломератов и гравелитов, появляются прослои алевритовых сланцев, доломитизированных известняков и доломитов. Завершается разрез тонкозернистыми алевритистыми песчаниками, кремнисто-серицитовыми и глинисто-хлоритовыми сланцами зеленого, зеленовато-серого, иногда фиолетового цвета. Резко подчинены им мелкогалечные конгломераты, глинистые и углисто-глинистые сланцы, известняки. В породах многочисленные кристаллы пирита, стажения сидерита и марказита. Мощность формации 300–385 м.

Н.А. Козлов [1965 г.] отмечает, что в верховьях р. Ран тиллитоподобные конгломераты и песчаные сланцы окрашены в яркие, красно-лиловые и фиолетовые, тона, с ними перемежаются тонкие (2–5 см и менее) прослои песчаников, создающие резкую полосчатость. Встречаются отдельные глыбы до 100 м³ и более.

В горах Джебаглы нижняя часть ранской свиты не вскрыта. Разрез открывают [3] тонкозернистые песчаники и алевролиты, светло-серые, голубоватые и другие, с вкраплениями пирита и сидерита. Вверху они чаще чередуются со сплюсисто-хлоритовыми сланцами, отмечаются тонкополосчатые породы. Вскрытая мощность около 300 м.

В хр. Джетым-Тоо нижняя валунно-глинистая формация включает джетымтаускую свиту (нижнюю свиту джетымской серии). В основании ее разреза залегают [3] полимиктовые песчаники средне-крупнозернистые, гравелистые, серые и зеленовато-серые, мелкогалечные конгломераты из обломков кислых эффузивов, кварца, кварцитов, кремнистых сланцев, им подчинены мелкозернистые песчаники и алевролиты. Выше прослеживаются плохо отсортированные (обломки от миллиметров до 10–15 см) конгломераты с разноокатанными гальками кварцитов, кварца, кислых эффузивов, мраморов, гранитов, кремнистых пород и метаморфических сланцев. Вверху развиты разнообразные сланцы, реже тонкозернистые песчаники. Мощность формации 600–800 м.

Верхней валунно-глинистой формации соответствует байконурская свита, слагающая пограничные слои между протерозоем и кембрием. В Северо-Западном Каратау представлены [3] разные типы отложений: в одних местах нормальные конгломераты, в других неслоистый неотсортированный песчаный материал, в третьих такие же песчаные породы с незакономерно размещенными различными по размеру и степени обработки гальками, валунами и глыбами. Заполнитель – неотсортированные неслоистые полимиктовые песчаники или алевритовые сланцы, переходящие друг в друга по латерали и вертикали. В составе обломков преобладают известняки и доломиты, с поверхности обохренные, а также песчаники, присутствуют, кроме того, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, сланцы, кварциты,

граниты, сиениты, кварцевые порфиры, туфы. Обломки от совершенно неокатанных до полу- и идеально окатанных эллипсоидальной и шарообразной формы, размером от сантиметров до 20 м (до 1200–1500 м³). Характерно отсутствие закономерности в их размещении и сортировки, местами наблюдаются своеобразные скопления валунов. Мощность формации непостоянна, м: от 20–30 (Талдык, Ушгас, Алтынтаусай) до 120, реже более (Курумсак, Бакырлы, Ран).

В горах Джебаглы в основании разреза формации линзы (мощностью до 7 м) неслоистых неотсортированных грязно-зеленых песчаников, иногда аргиллитов с неравномерно распределенными окатанными гальками и угловатыми валунами кварцевых и полимиктовых песчаников, кварцитов, кремнистых сланцев, доломитизированных известняков, гранитов (наиболее крупные обломки – известняки и граниты). На них или непосредственно на подстилающих отложениях залегают белые кварцевые песчаники, переходящие в кварциты. Мощность формации до 30 м, местами выклинивается.

В хр. Джетым-Тоо, по материалам В.В. Шабалина [1964 г.], формация представлена валунно-галечными тиллитоподобными, "мусористыми" дресвяными и песчанистыми сланцами и обычными конгломератами. Мощность 15–115 м. Отмечается некоторая ритмичность: чередование неслоистых и грубо-линзовиднослоистых полосчатых горизонтов (4 ритма такого типа). Обычные конгломераты залегают в основании разреза, выше – тиллитоподобные. Преобладают гальки и валуны известняков, с поверхности обохренные, сланцы, кварц. Вверх размеры галек убывают, увеличивается их окатанность.

Об условиях образования валунно-глинистых формаций высказываются весьма противоречивые суждения. Очень часто, начиная с работ Д.В. Наливкина [1924 г.] по Каратау, И.Г. Николаева [1930 г.] и А.Н. Чуракова [1933 г.] по Енисейскому краю, их считают типичными ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. По мнению С.Г. Анкиновича [3], грубообломочный материал байконурской свиты транспортировался ледниками материкового типа, крупные глыбы на льдинах разносились по морскому бассейну. Е.И. Зубцов и Е.И. Зубцова [1966 г.] и нижнюю, и верхнюю валунно-глинистые формации Среднего Тянь-Шаня считают тиллитами, ссылаясь на граненую ("утюгообразную") форму валунов, приводя фотографии округлой алевролитовой гальки со штриховкой и штрихованного "ложа ледника".

Однако в настоящее время происходит пересмотр взглядов на природу многих древних "тиллитов", или тиллоидов, как их называет Н.М. Чумаков. По данным В.В. Заморуева [1974 г.], нет четких критериев, позволяющих отличать ледниковую штриховку от неледниковой (штриховка на валунах встречается в селевых, солифлюкционных, аллювиальных отложениях и др.). Л.И. Боровиков [1955 г.] верхнедокембрийские тиллоиды Улутау в Казахстане рассматривал как конгломераты затопления, образовавшиеся при трансгрессии моря, затопившего континентальные скопления обломочного материала.

В.Н. Григорьев и М.А. Семихатов [33] считали валунно-глинистую формацию Енисейского края своеобразным морским пролювием, образовавшимся у подножий скалистой кордильеры, причем обломки пород, по их мнению, были разнесены по склону прогиба мутьевыми потоками.

В.Ф. Беспалов [1963 г.] объяснял образование формации Тянь-Шаня подводнооползновыми явлениями. А.Л. Книппер [1962 г.] отметил в

Улутуа многочисленны следы подводных оползней, но тонкую, сантиметровую, ритмичность пород объяснял мутьевыми потоками, а разнос галек — плавучими льдами.

Вообще валунно-глинистые формации до известной степени гомологичны фанерозойскому валунному флишу и, так же как и он, включают олистостромы и олистолиты.

В.Г. Королев [1960 г.] нижнюю валунно-глинистую формацию хр. Джетым-Тоо рассматривал как молассоидные континентальные образования, а В.В. Шабалин [1964 г.] и верхнюю формацию этого района отнес к континентальным предгорным отложениям, основываясь на обихренности поверхностей известняковых обломков. Однако присутствие в валунно-глинистых формациях Тянь-Шаня прослоев кремнисто-глинистых, углисто-кремнистых сланцев и других пород заставляет сомневаться в возможности их континентального происхождения. Таким образом, вопрос об условиях образования валунно-глинистых формаций далек от решения. К сожалению, при рассмотрении его до сих пор не использованы геохимические данные.

В тектоническом отношении валунно-глинистые формации приурочены к мио- и миктогеосинклиналям. В нижней формации хр. Джетым-Тоо отмечаются туфы, туффиты и порфириды, с которыми тесно связаны лептохлоритовые железные руды (магнетит-гематитовые и гематит-магнетитовые).

Парамолассовая формация выделена в 1950 г. Н.С. Шатским [85] под названием "формация внутренних моласс". Присутствие последней было им отмечено в каледонидах Северной Америки и Ньюфаундленда. Л. Контеску [95] назвал формации этого типа парамолассовыми. Примером их в Румынских Карпатах он считал нижнемеловые конгломераты Бучедж.

Формация объединяет грубообломочные толщи, образующиеся в пределах некоторых геосинклиналей и временами в геосинклинальных прогибах (флишевых, микто- и миогеосинклинальных) задолго до замыкания геосинклинальных областей. Н.С. Шатский отмечает, что они иногда угленосны или содержат лавы.

Верхнепротерозойская парамолассовая формация выделена в Енисейском кряже; средне-верхнедевонская в Джунгаро-Балхашской системе; средне- и верхнеюрская в Крыму. По латерали она замещается флишоидной, флишевой, рифовой, олигомиктовой формациями; подстилается флишоидной, флишевой, доломитовой; перекрывается флишевой, кремнисто-карбонатной и известково-глинистой.

Для примера охарактеризуем оксфордскую парамолассовую формацию Горного Крыма, названную М.В. Муратовым и другими щебетовской. По материалам Т.И. Добровольской [35], оксфордские конгломераты в Центральном Крыму выполняют ложбины древнего рельефа, залегая несогласно на подстилающих отложениях, мощность их от 80 до 1350 м (на юго-восточном склоне горы Южная Демерджи). В основании их в районе сел Междуречье — Громовка и до южных склонов горы Южная Демерджи залегают красновато-лиловые конгломерато-брекчи с прослоями алевритистых красных глин и биогермных известняков (мощность пачки до 15—30 м). Валунно-галечный материал формации угловатый, угловато-окатан-

ный, вверх по разрезу окатанность улучшается, состоит из пород местного происхождения (триас-нижнеюрской таврической серии и средней юры), но в районе горы Демерджи, пос. Веселого, Тавельских и Кильбурунских высот встречаются также обломки палеозойских известняков, яшм, роговиков, кварцитов, метаморфических сланцев, вулканогенных пород, диоритов, гранитов и т.п. В районе Карасубазарской балки конгломераты частично замещаются рифовыми известняками. На юго-восточном склоне горы Южная Демерджи среди конгломератов отмечаются прослои песчаников и известняков. Мощность последних в восточном направлении возрастает, они переходят в сплошные известняки основания Караби-Яйлы (рифовая формация).

В восточной части Крыма, юго-западнее с. Планерского, севернее и южнее с. Щebetовки и др., состав формации существенно песчано-глинистый с включениями рифовых массивов и прослоев конгломератов.

Аналогичен состав титонской парамолассовой формации [35], развитой в тех же районах. Самостоятельность ее доказывается несогласным залеганием на щebetовской формации, хорошо пролеживаемым на горах Южная и Северная Демерджи. Мощность титонской формации колеблется от 80 до 600 м. Конгломераты валунно-и глыбово-валунно-галечные, обломки пород хорошо окатанные, по составу те же, что в щebetовской формации района Демерджи, встречаются также глыбы оксфордских известняков. В районе Демерджи прослеживается фациальное замещение их известняками рифовой формации: вершина горы Южная Демерджи сложена титонскими конгломератами большой мощности; на горе Северная Демерджи мощность конгломератов значительно сокращается, они перекрываются известняками, а далее на север полностью замещаются ими.

Сходны с крымскими конгломераты Бучеджи. Парамолассовая формация распространена здесь [Murgeanu G., Patrulius D., 1973 г.] по окраине кристаллического массива Восточных Карпат и частично выплескивается во флишевый прогиб. Нижняя серия конгломератов переслаивается с флишем, состоит из хаотически перемешанных обломков и глыб юрских известняков, кристаллических сланцев, содержит прослои известняковой брекчии. Средняя серия представлена валунами известняков и кристаллических сланцев; верхняя содержит глыбы кристаллических сланцев, гранитов, юрских и меловых известняков, иногда крупные (100–200 м) известняковые олистолиты.

Условия образования парамолассовых формаций разнообразны — от континентальных до мелководно-морских. Щebetовская формация Горного Крыма, по мнению Т.И. Добровольской, накапливалась в прибрежно-морских условиях, на что указывает наличие коралловых и нериневых банок, но развитые в ее низах красноцветные косослоистые пачки считаются континентальными (конусами выноса временных потоков). Породы этой формации отлагались на склоне геантиклинали островного типа с резко расчлененным горным рельефом. Дополнительный источник обломочного материала (и для оксфордской, и для титонской парамолассовых формаций) — доальпийская складчатая зона, располагавшаяся в пределах современной акватории Черного моря. Среднеюрская битакская парамолассовая формация Крыма, по данным Т.И. Добровольской, образовалась в прибрежно-морских и лагунно-дельтовых условиях.

Кварцево-конгломератовая формация описывалась под названием "металлоносных кварцевых конгломератов" [53 и др.]. Слагается кварцевыми конгломератами и песчаниками, часто с косой слоистостью

и знаками ряби. Характерно присутствие неокисленных обломков пирита. На территории СССР представителями этого формационного типа (весьма обычного для протерозойских образований Южной Африки, Канады, Бразилии, Финляндии) являются протерозойские кварцевые конгломераты Карелии и Кольского полуострова.

В.З. Негруца [53] считал, что они наиболее характерны для ятулия. Приведем характеристику некоторых разрезов нижнеятулийской кварцево-конгломератовой формации Центральной Карелии по материалам В.А. Соколова, Л.П. Галдобиной, А.В. Рылеева и др. [25]. В пределах Сегозерско-Елмозерской структуры на корях химического выветривания и элювиально-делювиальных брекчиных основаниях ятулия залегает нижнеятулийская осадочная толща мощностью от 270 до 800 м. В разрезе ее выделяются четыре пачки (снизу вверх). Первая — гравелито-кварцито-песчаниковая (50–600 м): 1) подпачка ритмического строения — в основании ее кварцевые, сланцево-кварцевые и гранитные конгломераты (до 30 м), ритмично переслаивающиеся с кварцито-песчаниками с крупными однонаправленными косослоистыми сериями; выше — ритмы (1–5 м): кварцевые гравелиты и песчаники с косослоистыми сериями (до 2 м) → более мелкозернистые горизонтальнослоистые песчаники → красноцветные или зеленовато-серые песчано-глинистые сланцы, иногда с трещинами усыхания; 2) разнозернистые, преимущественно среднезернистые, кварцевые песчаники с горизонтальной и пологой перекрестной косой слоистостью; 3) мелко- и среднезернистые горизонтальнослоистые песчаники и кварцитовая. Вторая — кварцитовая (от 85–130 до 160 м) — с ритмами (внизу 1,5–5, выше 10–12 м): крупно-среднезернистые косослоистые (серии 1–2,5 м) кварциты → горизонтальнослоистые кварцевые песчаники → иногда маломощные прослои сланцев; знаки ряби, трещины усыхания, в сланцах пирит. Третья — глинисто-гравелито-песчаниковая (от 36 до 130 м): 1) ритмичная подпачка — ритмы (0,7–3,7 м): крупно-среднезернистые песчаники с перекрестной или косоволнистой слоистостью → мелко-тонкозернистые песчаники или красноцветные сланцы с трещинами усыхания; 2) ритмы с красноцветными сланцами в кровле; 3) гравелиты и крупно-среднезернистые песчаники с мелкой косой и неясной мульдобразной слоистостью. Четвертая — песчаниковая (от 10–12 до 50 м), сложенная разнозернистыми кварцевыми песчаниками, преимущественно горизонтальнослоистыми, с трещинами усыхания и знаками ряби.

В пределах Янгозерско-Селецко-Маслозерской структуры описан [25] следующий разрез нижнего ятулия (мощностью от 430–560 до 1030–1200 м): 1) залегающая на коре выветривания конгломерато-гравелито-песчаниковая пачка (а) у оз. Аконъярви — ритмично переслаивающиеся гранито-кварцевые и кварцевые конгломераты, гравелиты, кварцево-аркозовые и полевошпатово-кварцевые песчаники, ярко окрашенные сланцы, с косой слоистостью, трещинами усыхания (500 м); в районе оз. Маймъярви и пос. Гимолы — груборитмичное переслаивание валуно-галечных кварцевых конгломератов, гравелитов, меньше крупно-среднезернистых песчаников с косой слоистостью (150–400 м), выше мелко-ритмичное переслаивание кварцевых гравелитов и песчаников (50–65 м), вверху крупно-, средне- и мелкозернистые горизонтальнослоистые полевошпатово-кварцевые песчаники и сланцы (140–160 м); у горы Энингивара и оз. Пизанец — груборитмичное переслаивание кварцево-гранитных валуно-галечных конгломератов, гравелитов, грубо-крупнозернистых полевошпатово-кварцевых и кварцево-аркозовых песчаников (230 м), выше — ритмичное чередование кварцево-полевошпатовых гравелитов и мелкогалечных конгломератов с подчиненными косоволнисто-слоистыми крупнозернистыми песчаниками (220 м), вверху — горизонтальнослоистые с редкой крупной косой слоистостью крупно-, средне-, мелкозернистые кварцево-аркозовые песчаники (75 м); б) крупно-, средне- и мелкозернистые горизонтально-, реже косослоистые кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники (от 100–110 до 240 м); в) крупно-, средне- и мелкозернистые горизонтальнослоистые песчаники и кварцито-песчаники (от 45–60 до 80–100 м); 2) кварцитовая

пачка (от 140 до 200 м), сложенная крупно-среднезернистыми белыми и светло-серыми кварцитами и кварцито-песчаниками, горизонтально- и косослоистыми; 3–4) гравелитовая и песчаниковая пачки (от 25–30 до 100 м), представленные косослоистыми гравелитами, мелкогалечными кварцевыми конгломератами, крупно-среднезернистыми горизонтальнослоистыми кварцевыми песчаниками.

В.А. Соколов и Л.П. Галдобина [25] подробно описали ритмичность ятулия Центральной Карелии. Многие из выделенных ими типов характерны для кварцево-конгломератовой формации: "I-1-A" (8–12 м) – крупно-среднезернистые песчаники или кварциты → средне-мелкозернистые, горизонтальнослоистые; "I-1-B" (6–10 м и более) – крупно-среднезернистые крупнокосослоистые песчаники и кварциты → средне-мелкозернистые, горизонтальнослоистые, местами со знаками ряби; "I-1-B" (2–5 м), то же, что I-1-B; "I-2-A" (1–3 м) – мелкогалечные кварцевые конгломераты или гравелиты → средне-, реже крупнозернистые песчаники, крупная и мелкая однонаправленная, реже разнонаправленная косая слоистость; "I-2-B" (0,8–2,5 м) – гравелиты → крупно- или мелко-среднезернистые песчаники, косоволнистая пучковидная слоистость; "I-2-B" (1–5,5 м) – крупно-грубозернистые песчаники с крупной косой слоистостью, реже конгломераты → среднезернистые песчаники → красновато-коричневые песчано-глинистые сланцы или алевролиты с трещинами усыхания; "I-2-Г" (1,5–5 м) – крупно-среднезернистые косослоистые кварцито-песчаники → мелко-среднезернистые песчаники → тонкие прослои светло-зеленых сланцев с крупными (до 1 см) кристаллами пирита, знаки ряби и трещины усыхания; "I-3-A" (1–3,5 м) – кварцевые мелкогалечные конгломераты → грубо-крупнозернистые песчаники → среднезернистые песчаники, крупная многоярусная косая слоистость; "I-3-B" (17–45 м) – конгломерат и гравелит крупнокосослоистый → мелкозернистый гравелит и крупно-среднезернистый песчаник; "I-3-B" (18–56 м) – валунные конгломераты с очень крупной косой слоистостью → гравелиты и крупнозернистые песчаники с косоволнистой пучковидной слоистостью; "I-3-Д" (1,5–12 м) – гранитные и гранитно-кварцевые конгломерато-брекчии → кварцево-аркозовые крупнозернистые песчаники, косая слоистость; "I-3-Е" (0,3–3 м) – гранитные брекчии → кварцево-аркозовый песчаник, неслоистые; "II-2-A" (0,6–3,5 м) – крупно-среднезернистые песчаники, мелкокосослоистые → кирпично-красные сланцы и алевролиты, горизонтальнослоистые, со знаками ряби и трещинами усыхания.

По мнению авторов этой классификации, ритмы типа "I-1" формировались в бассейнах, более или менее удаленных от берега, с донными течениями; ритмы "I-2" – прибрежные, в том числе "I-2-A" – пляжевые, несколько удаленные от берега, "I-2-B" – пологого берега, временами осушаемого, и "I-2-Г" – берега заливов с периодическим отчленением от бассейна; ритмы "I-3-A", "I-3-B" и "I-3-B" – русловые речные; ритмы "I-3-Д" и "I-3-Е" формировались в условиях наземных потоков и заполнения впадин рельефа элювиальными брекчиями; ритмы "II-2-A" образовались в условиях пологого, часто осушаемого берега бассейна. Ритмы более высоких порядков отвечают подпачкам, затем пачкам и кварцево-конгломератовой формации в целом.

В.З. Негруца [53] наметил шесть основных типов ятулийских кварцевых конгломератов, образующих единый фациальный ряд: пролювиально-, аллювиально-русловый → аллювиально-дельтовый → подводно-дельтовый → прибрежно-пляжевый → прибрежно-баровый. Конгломераты первого типа валунно-галечные, слабо сортированные и окатанные, полимиктовые. В следующих типах уменьшается (вплоть до исчезновения) примесь обломков неустойчивых пород, улучшаются сортировка и окатанность, уменьшается средний размер галек (до 1,5 см).

По-видимому, к кварцево-конгломератовой формации принадлежит и нижняя свита (K_1) криворожской серии нижнего протерозоя. Эту свиту неправильно именуют аркозово-филлитовой, однако настоящих аркозов она не содержит. Представлена свита [24] конгломератами, кварцевыми песчаниками, кварцитами и филлитами (мощность 100–250 м), подразделяется на два горизонта: нижний — "аркозово-кварцитовый" (кварцевые песчаники, кварциты, конгломераты) и верхний — филлитовый (серицитовые, хлорито-серицитовые, слюдяные и гранатовые сланцы и кварциты). Конгломераты (метаконгломераты) состоят из слабо отсортированных по размеру, полуугловатых, удлинённых, веретенообразных, слегка уплощённых галек кварцитов (преобладают), кварцево-серицитовых и прочих сланцев, жильного кварца. Песчаники (метапесчаники) преимущественно крупнозернистые, иногда переходят в гравелиты, слагаются зёрнами кварца и очень редко полевого шпата (последнего не более 2–3, редко 5–6 %). Кварциты связаны постепенными переходами с метапесчаниками и образуются при широкой регенерации кварцевых зёрен.

Аналогичный состав и строение имеет нижняя свита курской серии КМА, возраст которой около 2600 млн. лет. Наиболее полно она прослеживается в Старооскольском районе. В основании разреза на разных горизонтах более древней метабазитовой серии залегают кварцево-мусковитовые сланцы, которые рассматриваются Н.А. Плаксенко [54] как метаморфизованные продукты выветривания. Выше, местами переслаиваясь со сланцами, залегают прерывистый, невыдержанный по мощности (до 3–10 м) горизонт конгломератов. Галька конгломерата представлена серым, реже голубым кварцем, размеры ее до 12 см. На конгломератах лежит мощная (200 м) пачка безрудных, почти мономинеральных кварцитов, среди которых встречаются прослой типичных серицито-кварцевых песчаников. Завершает разрез толща (до нескольких сотен метров) двуслюдяных сланцев. Среди кварцитов и слюдяных сланцев встречаются прослой (до 10 м) тальково-амфиболовых сланцев, являющихся метаморфизованными ультраосновными породами.

В Белгородском и Михайловском районах породы кварцевой толщи менее метаморфизованные, представлены кварцевыми и аркозовыми песчаниками, слюдяными кварцитами с бластопаппитовой структурой (мощность более 100 м). В Белгородском районе и в северо-восточной полосе КМА в них встречаются прослой туфогенных песчаников. На песчаниках в Белгородском районе залегают толща (250–300 м) кварцево-серицитовых и углистых ритмичнослоистых сланцев, представленная переслаиванием филлитов, алевросланцев и метаалевролитов.

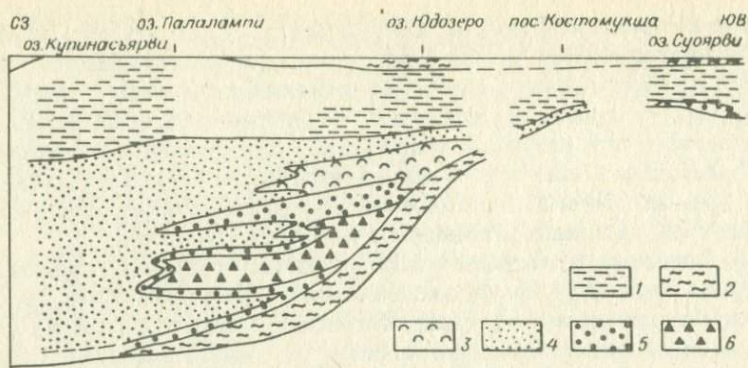


Рис. 18. Фациальный профиль кварцево-конгломератовой формации нижнего ятулия в Центральной Карелии. По В.А. Соколову и др. [25].

Группы фаций: 1 – открытого бассейна; 2 – мелководного бассейна; 3 – лагуны (?); 4 – прибрежные; 5 – прибрежные пляжевые; 6 – аллювиальные.

Выше она сменяется тонкослоистыми черными углисто-глинистыми филлитовидными сланцами, в кровле интенсивно пиритизированными (мощность 150 м).

Все исследователи протерозойской кварцево-конгломератовой формации считают, что она объединяет разнообразный комплекс континентальных и прибрежно-морских фаций: элювиально-делювиальные, пролювиально-делювиальные, аллювиальные, дельтовые, прибрежные пляжевые, периодические осушаемого берега и другие. Соотношения фаций показаны на фациальном профиле (рис. 18).

Накапливалась ятулийская кварцево-конгломератовая формация в узких прогибах и грабенах среди пенеплена с корами выветривания на орогенном этапе развития карелид, по данным В.З. Негруцы [53], в периоды жаркого и весьма влажного климата. Как и в песках гумидных ассоциаций фанерозоя, в породах кварцево-конгломератовой формации содержание SiO_2 растет, а Al_2O_3 , FeO , K_2O и Na_2O падает в направлении от континента к бассейну [Негруца В.З., 1973 г.]. Условием накопления формации была заметная тектоническая активность при исключительно интенсивном выветривании материнских пород [53]. Последнее Л.И. Салоп и В.З. Негруца связывают с обилием углекислого газа и "кислых дымов" в атмосфере, но Л.И. Салоп считает атмосферу этого времени бескислородной (обломки пирита) и полагает, что красноцветы появляются выше по разрезу протерозоя, когда исчезают кварцевые конгломераты, а В.А. Соколов и др. [25] отмечают наличие в атмосфере свободного кислорода (соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ от неизменных пород к верхним горизонтам кор выветривания растет от 2,55 – 2,84 до 4,36–6,32, т.е. устанавливается высокая степень окисления пород в зоне гипергенеза). К тому же прослой красноцветных пород име-

ются в составе самой кварцево-конгломератовой формации. М.М. Кимберли и Э. Димрот [1980 г.] считают, что со среднего архея состав атмосферы, гидросферы и объем общей биомассы были близки к современным.

Если бы наши сведения о кварцево-конгломератовых формациях ограничивались ятулием Карелии, то эти формации можно было бы отнести к орогенным. Однако, как отмечают П.К. Дементьев и др. [1973 г.], они часто развиты в краевых частях геосинклинальных прогибов, сменяясь в их внутренних частях кремнисто-железистой формацией. Иногда кварцево-конгломератовая формация подстилает в формационном ряду кремнисто-железистую (например, в разрезе курской серии нижнего протерозоя). Поэтому можно оставить кварцево-конгломератовые формации в составе геосинклинальной надгруппы.

Угленосные формации

Угленосные формации не характерны для геосинклинальных областей. Автором выделены два типа геосинклинальных угленосных формаций: угленосная параличская (уральского типа), развитая в краевых частях некоторых геосинклинальных прогибов, и угленосная параличская (закавказского типа), распространенная на срединных массивах и геантиклиналях.

Угленосная параличская (уральского типа) формация отвечает выделенным Г.А. Ивановым [1959 г., 1967 г., 1975 г.] типам угленосных формаций "прогибов центральных зон геосинклиналей" и "внешних прогибов" геосинклиналей. Н.В. Логвиненко [48] объединил их в формацию "подвижных зон геосинклиналей (интрагеосинклиналей)". Г.И. Теодорович [73] назвал ее "угленосной параличской — типа Кизеловского бассейна".

Представлена формация глинисто-песчаными или известняково-глинисто-песчаными отложениями ритмичного строения с несколькими десятками маломощных и невыдержанных по простиранию угольных пластов. Угли от каменных, близких к бурым, до антрацитов, часто графитизированы.

Кроме нижнекаменноугольных угленосных формаций восточного и западного склонов Урала к данному типу отнесены пермские Таймыра и Верхояно-Колымской складчатой системы, триасовая Устьоленёкского прогиба, юрская Большого Кавказа и Большого Балхана, палеогеновые Камчатки и Сахалина.

В латеральных формационных рядах они замещаются флишоидной, полимиктовой, глинистой, карбонатно-глинисто-песчаной формациями; подстилаются теми же формациями, а также базальт-андезитовой и трахит-базальтовой; перекрываются полимиктовой, карбонатно-глинисто-песчаной, доломитовой и базальт-андезитовой. Формационные тела узкие, линейно-вытянутые, линзовидной и клиновидной формы, мощностью от сотен метров, иногда до 1000—1500 м.

Визейская угленосная формация Кизеловского бассейна на западном склоне Урала представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и каменными углями. Подразделяется [28] на семь свит: четыре углесодержащие, сложенные главным образом алевролитами и аргиллитами, в которых залегают 29 пластов и пропластков каменного угля (из них лишь 4 рабочих мощностью 0,45–6,5 м), и три промежуточные – песчанниковые. Мощность формации колеблется от 70 до 400, составляя в среднем 130 м (в Кизеловском районе в среднем 185 м – от 110 до 260). К северной и южной границам бассейна, вытянутого полосой в общеуральском направлении, мощность формации уменьшается за счет фациального замещения морскими терригенно-карбонатными отложениями (в районе р. Язьвы 38–75, по р. Вишере 30–60, уменьшаясь к р. Низьве до 4–5 м). Такое же фациальное замещение и уменьшение мощности наблюдается и к западу от Кизеловского бассейна.

Песчаники кварцевые, от тонко- и мелко- до крупнозернистых, косослоистые. Алевролиты горизонтальнослоистые, часто переслаиваются тонкозернистыми песчаниками. Аргиллиты подчинены, всегда алевроитистые. Угли гумусовые, каменные (марок А, Г и Ж), зольные (20–31,5 % и более), высокосернистые. Прослойки и пласты угля не выдержаны по простиранию, за исключением четырех рабочих пластов угля.

По мнению П.В. Васильева, в строении формации важную роль играли внутриформационные размывы (рис. 19). Накапливалась она в условиях наземной части дельты крупной реки. По латерали надводные дельтовые отложения на юг, север и запад переходили в подводные, а затем в морские.

Нижевизейская угленосная формация Егоршино-Каменского района на восточном склоне Урала [28] также имеет большую мощность (от 170 до 1300 м) и представлена двумя комплексами пород: 1) континентально-лагунными терригенными кремнисто-кварцевого состава с пластами и прослоями углей и 2) тонкообломочными с прослоями известняков с морской фауной. Имеются три типа разрезов: 1) весь разрез сложен континентально-лагунными образованиями; 2) нижняя часть представлена континентально-лагунными, а верхняя морскими; 3) весь разрез состоит из морских отложений. В угленосных фациях отмечаются серии ритмов, каждый из которых начинается песчаниками и конгломератами и завершается пластом угля или углистого сланца со стигмариевыми слоями в почве. Пласты угля не выдержаны по простиранию, характерны частичные и полные замещения угля углистыми аргиллитами. Угли гумусовые, каменные (марок от Г до ПА). Число пластов и пропластков угля от 5 до 40.

Накапливалась угленосная формация вдоль западного побережья Сибирского палеоконтинента в условиях приморской заболоченной низменности при открытом мелководном море на западе (местами с обширными островами). На отдельных площадях (Махневское месторождение) имели место неоднократные ингрессии моря.

Более древняя (турнейская) угленосная формация Полтаво-Брединского района восточного склона Урала [28] также имеет мощность до

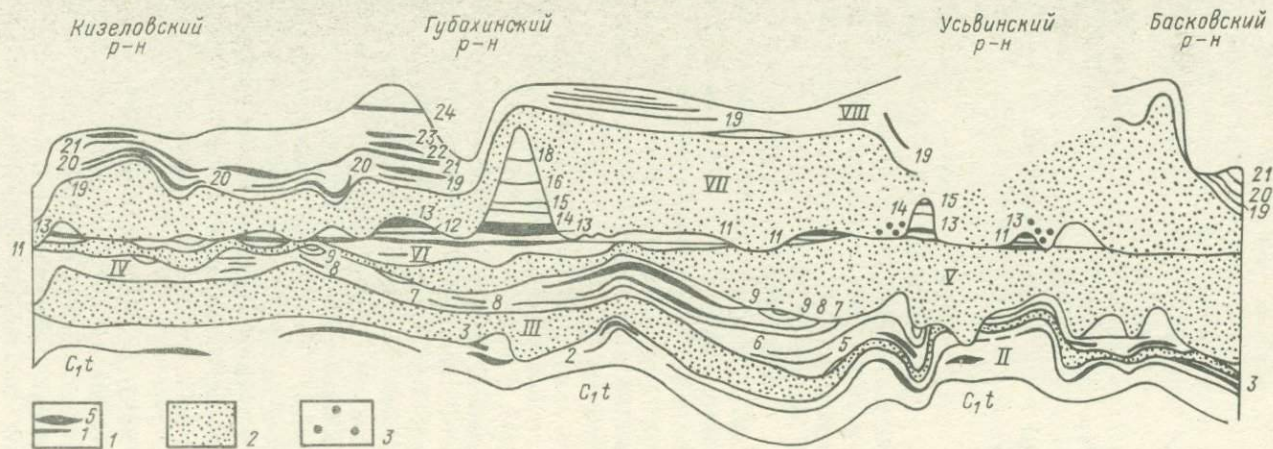


Рис. 19. Схематический геологический разрез визейской угленосной формации восточного крыла Главной Кизеловской и западного крыла Усово-Басковской антиклиналей. По П.В. Васильеву [28].

1 — угльсодержащие свиты с пластами и пропластками угля (пронумерованы); 2 — промежуточные свиты; 3 — окатыши угля. Римские цифры — номера свит.

1000—1200 м, но отличается от описанных выше формаций тем, что по латерали на западе замещается не терригенно-карбонатными отложениями, а вулканогенными. Однако в составе самой угленосной формации вулканогенные образования резко подчинены песчано-глинистым. Число пластов угля от единиц до 40. Пласты невыдержанные, изменчивой мощности. Угленосна средняя часть разреза. Накапливалась формация в прибрежно-морских приостровных условиях.

В северо-восточной части миогеосинклинали северного склона Большого Кавказа, в пределах Дагестана, в аалене накопилась угленосная формация, по строению и условиям образования более сходная с формациями восточного склона Урала (от последних она отличается меньшей степенью метаморфизма), чем с аналогичной формацией Западноуральской миогеосинклинали.

Угленосна описанная В.Т. Фроловым [1965 г.] карахская свита, а местами и нижняя часть разреза вышележащей хивской свиты. Первая сложена мощными (до 50, иногда до 100 м) пачками массивных песчаников с морской фауной, чередующихся с подчиненными (2—20 м) пачками тонко переслаивающихся песчано-алевритоглинистых пород с прослоями углей. В разрезе свиты В.Т. Фролов наметил три маккоритма — подсвиты (снизу вверх): 1) песчаную, сменяющуюся вверх по разрезу глинисто-песчаной или глинистой; 2) песчаную, перекрывающуюся наиболее угленосной глинисто-песчаной и 3) песчаную. Местами во втором маккоритме максимально песчаной становится верхняя часть, а максимально угленосной нижняя. Хивская свита более глинистая. Мощность угленосной формации на востоке 3000—3500, на р. Аварское Койсу около 1640, на севере по рекам Шаро-Аргун и Чанты-Аргун 700—750 м.

Угленакопление происходило [Фролов В.Т., 1965 г.] в прибрежной части морского бассейна в анаэробных условиях при сильной обводненности.

Песчаники и алевролиты по составу кварцево-аркозовые, полевошпатово-кварцевые, кварцево- и аркозово-литические (с обломками кварцитов, кремнистых пород, сланцев, эффузивов). Глинистые породы гидрослюдистого состава, обычно алевритовые. Угли гумусовые, каменные (марок Д и Г), сверху близкие к бурым, нередок гагат, пестрой зольности. Пласты угля маломощные (0,1—0,3 м), лишь 1—4 пласта местами достигают 0,45—0,6, изредка 1,3 м; пласты угля невыдержанные: часто утоняются, расщепляются, выклиниваются. Число пластов до 15—22.

Другие угленосные формации уральского типа накапливались преимущественно в краевых частях миогеосинклинальных прогибов, реже в эвгеосинклиналях, и сходны с описанными выше по строению и условиям образования.

Угленосная паралическая (закавказского типа) формация впервые описана Н.В. Логвиненко [48] как тип угленосных формаций "стабилизированных зон геосинклиналей". Представлена песчано-глинистыми отложениями с ограниченным числом (от нескольких до 10—20) угольных пластов иногда значительной мощности, но выдержанных на небольших площадях и часто расщепляющихся. Угли каменные (марок Д—Ж) или бурые.

К данному типу отнесены верхнетриасовая угленосная формация Араксинского массива (Джерманисское месторождение); среднеюрская Грузинской глыбы и Горного Крыма; олигоценовая Ахалцихской депрессии. В формационных рядах они подстилаются базальт-андезитовой, андезит-базальтовой, трахит-базальтовой, флишевой и слоистоизвестняковой формациями; по латерали замещаются парамолассовой и доломитовой; перекрываются парамолассовой, пестроцветной морской известняково-глинистой и флишеидной. Формационные тела вытянуто-линзовидные сравнительно небольшой мощности (200—600 м).

В качестве примера охарактеризуем (по материалам И.В. Бакрадзе, Б.А. Канчели, С.Н. Кандаурова и др. [26]) среднеюрскую (батскую) угленосную формацию Грузии. Предпозднеюрским и последующими размывами она расчленена на ряд линзовидных тел, хотя четковидное строение ее, возможно, было первичным и она накапливалась в цепочке впадин, располагавшихся в северной краевой погруженной части срединного массива (Сухуми-Душетская зона), на границе с геосинклиналью южного склона Большого Кавказа. Соответственно мощность сохранившейся от размыва части формации в различных угленосных мульдах сильно варьирует: от 100 м на Бзыбском месторождении до 250—300 на Ткварчельском и до 500 на Ткибули-Шаорском.

Главными членами формации являются песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли. Песчаники кварцево-аркозовые, аркозовые, кварцеволитические (граувакковые), мелко-среднезернистые, редко крупнозернистые, плохо сортированные, со слабо окатанными зернами. Алевролиты того же состава. Аргиллиты битуминозные, углистые, сидеритовые и обычные, переходящие в серые микро- и тонкослоистые глины. Угли гумусовые и липтобиолитовые, каменные (марок Ж и Г), высокозольные (от 25—30 до 40—50%), малосернистые. Второстепенные и аллофильные члены формации — гравелиты и конгломераты, залегающие среди песчаников в виде маломощных прослоев, чаще линз.

Резкая фациальная изменчивость не позволяет привести единый типовой разрез формации. На Ткварчельском месторождении нижняя часть разреза (170—200 м) сложена преимущественно песчаниками и алевролитами с 8 пластами угля (0,5—14,5 м), а верхняя (80—100 м) — аргиллитами с одним нерабочим пластом угля; в Ткибули-Шаорском районе внизу (100—150, местами до 300 м) залегают глины и аргиллиты с тонкими прослоями алевролитов и песчаников, а выше находится собственно угленосная свита, сложенная песчаниками и алевролитами с одним рабочим пластом угля "Толстым" (мощность пласта 20—40, иногда до 70 м).

В Ткибули-Шаорской котловине в начале бата возникло пресноводное озеро (или лагуна), которое затем заполнилось аллювиальными отложениями и полностью заболотилось. Основные залежи углей (гумусовых) автохтонные, о чем свидетельствуют сохранившиеся вертикально стоящие пни и т.п., но липтобиолиты аллохтонные и слагаются стойкими к разложению и переносу форменными элементами, спорадически приносившимися потоками. Другие угленосные формации закавказско-

го типа накопились в сходных условиях в пределах срединных массивов и геосинклиналей геосинклинальных областей.

ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Формации этого типа отличаются от геосинклинальных широким развитием континентальных фаций (и соответственно красноцветных окрасок), большей грубообломочностью, меньшими градиентами изменения мощностей. Площади осадконакопления во многих подвижных областях в орогенном периоде развития по сравнению с геосинклинальным сокращаются. Заметное влияние на осадконакопление оказывает наземный вулканизм, в том числе дальний перенос пирокластического материала. В отличие от геосинклинальной надгруппы, кремнистые формации здесь не играют существенной роли; карбонатные подчинены терригенным; угленосные более распространены и разнообразнее геосинклинальных; появляются соленосные формации, вообще характерные для платформенной надгруппы.

Карбонатные, карбонатно-терригенные и кремнистые формации

Карбонатные и карбонатно-терригенные формации накапливались в этапы относительного тектонического покоя и пенепленизации областей сноса в орогенных областях. Эти этапы обычно сопровождалась ингрессиями моря. Часть карбонатных и карбонатно-терригенных орогенных формаций включает морские и лагунные фации, другие накапливались в обширных солонатоводных внутренних водоемах типа "морей-озер", третьи — на аллювиальной равнине с многочисленными озерами.

К карбонатным орогенным формациям относятся известняковая (салаирского типа), мергельно-известняковая (минусинского типа), красноцветная морская известняковая и кремнисто-известняково-доломитовая; к карбонатно-терригенным — известково-глинисто-битуминозная, антраконитовая, сероцветная известняково-терригенная, пестроцветная известняково-алевритно-песчаная и пестроцветная известняково-мергельно-песчаная, а также сероцветная известково-песчано-алевритовая формация "морей-озер" и пестроцветная карбонатно-терригенно-туффовитовая. Из кремнистых формаций можно упомянуть лишь туфодиамитовую.

Известняковая (салаирского типа) формация выделена автором [91]. Главный член ее — известняки серые, светло-серые, местами розовые и черные (последние при ударе пахнут сероводородом), пелитоморфные и мелкокристаллические, массивные и слоистые, охарактеризованные разнообразной нормально-морской фауной, но местами немые, с прослоями песчанистых и глинистых известняков, мергелей, редко известняковых конгломератов и гравелитов. Терригенные пачки редки

(преимущественно базальные). Формационные тела четковидные, мощностью многие сотни метров.

Нижне-среднедевонская известняковая формация развита на Салаире; среднедевонская — в Ануйско-Чуйском прогибе Горного Алтая; нижнекаменноугольная — на Среднем Тянь-Шане; юрская — на Среднем Памире. В формационных рядах они сменяют моласоидную формацию; по латерали замещаются и перекрываются сероцветной известняково-терригенной, андезито-базальтовой и дацит-липаритовой формациями.

Накапливались известняковые (салаирского типа) формации в пригеосинклинальных прогибах в нормально-морских бассейнах (фауна кораллов, строматопор, брахиопод и др.), местами с сероводородным заражением. Глубина бассейнов, видимо, до нескольких сотен метров, но даже прибрежные мелководные фации представлены преимущественно известняками.

На Салаире к известняковой формации, к поверхностям перерывов, приурочены бокситы.

Мергельно-известняковая (минусинского типа) формация описана автором [91]. Представлена слоистыми глинистыми светло-серыми и белыми пелитоморфными известняками ракушняковыми, часто водорослевыми, с прослоями зеленовато- и желтовато-серых мергелей и алевролитов.

В Минусинских, Тувинской, Уйменской межгорных впадинах Алтае-Саянской области к этому типу относятся верхнеживецкая бейская и эйфельская таштыпская формации; в межгорной впадине Передового хребта Кавказа — ниже-среднетриасовая бамбакская [92]. Подстилаются они красноцветными алеврито-песчаными, андезитовыми или сероцветными известняково-песчано-алевритовыми формациями "морей-озер" и завершают циклы осадконакопления; перекрываются также красноцветными алеврито-песчаными и андезитовыми, начинающими новый цикл. Формационные тела амёбовидные мощностью первые сотни метров (рис. 20).

Известняки микрозернистые, часто с примесью терригенных зерен, преимущественно кварца, и глинистого материала, слагаются кальцитом почти без доломита (не более 3—5%). Содержание нерастворимого остатка повышается в краевых частях бассейна, а в центральных его частях оно обычно менее 2—5%. Местами с известняками связаны гипсы.

Обломочные породы — алевролиты и песчаники — второстепенные и аллофильные члены формации. Характеризуются преобладанием зерен кварца — высокой "зрелостью" обломочного материала, хорошей его окатанностью и сортировкой.

Известняки бамбакской формации имеют высокое (в 40 раз выше кларкового) содержание хрома и низкое бария, меди, марганца [92], но это — региональная особенность, характерная и для шапкинской формации Передового хребта Кавказа. В известняках бейской формации, напротив, повышенные концентрации марганца, фосфора и свинца.

Формация накапливалась в мелководных полуизолированных морских заливах несколько пониженной солености, возникших при инг-

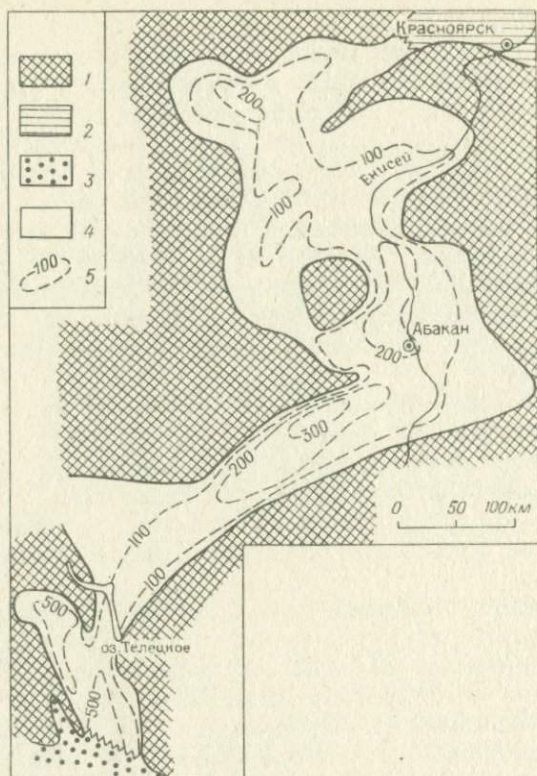


Рис. 20. Палеотектоническая схема Минусинских и Уйменской впадин Алтае-Саянской области для конца живецкого века.

1 — области поднятия; 2–4 — области развития формаций: 2 — пестроцветной континентальной известняково-мергельно-песчаной, 3 — полимиктовой глинисто-песчаной, 4 — мергельно-известняковой (минусинского типа); 5 — изопакиты, м.

рессиях моря в межгорные впадины, завершавших этапы относительного тектонического покоя. На последнее указывает высокая "зрелость" обломочного материала и преобладание хемогенного осадконакопления. О пониженной солености вод свидетельствует характер фауны (брахиоподы, пелециподы, кораллы и др.), чрезвычайно богатой по числу особей, но с несколько обедненным видовым составом.

В открытой умеренно мелководной части бассейнов в составе фауны широко развиты одиночные кораллы, комплексы брахиопод обеднены (преимущественно тонкостенные формы). Прибрежные фации содержат наиболее разнообразную фауну толстостенных брахиопод, колониальных кораллов, мшанок, криноидей и пр. В краевых частях Минусинского девонского бассейна выявляются опресненные лагуны, где селились остра-

коды, гастроподы, из брахиопод лишь *Lingula* и *Athyris*, появлялись панцирные рыбы. Временами отщуровывались участки засоленных лагун, где развиты гипсоносные толщи и отсутствует фауна.

Красноцветная морская известняковая формация выделена автором [92]. Представлена фиолетовыми брекчиевидными алевритистыми и песчанистыми известняками, местами рифогенными водорослевыми, с прослоями пестроцветных песчаников, гравелитов и конгломератов.

Литотип — верхнетриасовая (норийская) шапкинская формация Передового хребта Кавказа, которая завершает формационный ряд межгорной впадины, перекрывая тхачскую сероцветную морскую алеврито-песчаную формацию. Формационное тело линзовидное мощностью до 500 м.

Главный член парагенеза — известняки. Состоят из кальцита без примеси доломита, окрашены гидроокислами железа, содержат примесь угловатых алевритовых и песчаных зерен кварца, а также остатки фораминифер, известковых водорослей и т.п. Характерна брекчиевидная текстура, часто встречаются обломки серого известняка, песчаника, красноцветного алевролита, иногда гальки кварца. Весьма многочисленны остатки одиночных кораллов, реже пелеципод и брахиопод. Второстепенные члены — песчаники, гравелиты и конгломераты, слагающие прослой мощностью до 2—3 м. Терригенные породы по составу кварцевые и полевошпатово-кварцевые, с редкими обломками кремнисто-глинистых сланцев и кварцитов. Конгломерат состоит из мелких (до 3—5 см) хорошо окатанных галек кварца, кварцита, сланцев.

Формация накапливалась в мелководном морском заливе с нормальной, судя по составу фауны, соленостью вод. Поступление органического вещества в осадок было ограниченным, что привело к возникновению пестроокрашенных пород. Распределение химических элементов по типам пород [92] близко к упорядоченному со слабым пелагическим сдвигом. Это соответствует их накоплению в морских условиях в этап относительного тектонического покоя и пенепленизации областей сноса, о чем свидетельствует также и высокая "зрелость" обломочного материала.

Д.В. Наливкин в книге "Ураганы, бури и смерчи" высказал мысль, что прослой красных глин в верхнетриасовых доломитах Альп — красная пыль из Среднеевропейской пустыни, выносимой в область альпийских рифов. Подобное предположение может быть выдвинуто и относительно пелитовой и алевритовой примеси в красноцветных известняках шапкинской формации того же возраста.

Кремнисто-известняково-доломитовая формация описана М.И. Александровой как морская карбонатная формация [2]. Сложена всеми разновидностями пород ряда известняк—доломит. В основании иногда наблюдаются пестроцветные песчано-глинистые пачки с гипсом и карбонатными брекчиями. В верхней части — известняки и мергели, местами доломитизированные и в различной степени окремненные, карбо-

натно-кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, спонголиты и другие органогенные силициты, а также песчаники и алевролиты.

К данному типу относятся фаменско-турнейская и местами нижневизейская формация Центрального Казахстана и нижнекаменноугольная Джунгаро-Балхашской системы. Подстилаются молассоидной, андезитовой и липарито-базальтовыми формациями; перекрываются сероцветной известняково-терригенной и сульфатно-карбонатной. Формационное тело крупное, амёбовидное, мощностью до 2—3 км.

Известняки и доломиты, часто органогенные, содержат местами примесь псаммитового, алевролитового и пелитового материала и обильные кремнистые стяжения. Характерными спутниками являются ангидрит, гипс и сидерит, реже флюорит. Местами развита известняковая градация данной формации, в составе которой доломиты играют резко подчиненную роль (Каракингирский прогиб и др.).

С формацией парагенетически связаны месторождения и рудопоявления свинца, цинка, железа и марганца. Месторождения железо-марганцевые приурочены к краевым фациям, а свинцово-цинковые стратиформные — к фаменской известняково-доломитовой толще.

Формация накапливалась в открытом теплом море, прибрежных его участках и осолоненных лагунах аридной зоны. Массовое поступление в бассейн кремнезема связано, очевидно, с вулканическими процессами в пределах Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Развита в межгорных впадинах и пригеосинклинальных орогенных прогибах.

Известково-глинисто-битуминозная формация выделена автором [92]. Литотип — малолабинская верхнепермская формация Передового хребта Кавказа.

Представлена битуминозными слоистыми известняками и известковистыми темно-серыми алевролитистыми аргиллитами, иногда им подчинены алевролиты. Прослой известняка не выдержаны и по простиранию замещаются аргиллитами. Тело малолабинской формации линзовидное, в плане овальное, мощностью первые сотни метров.

Кроме малолабинской к данному типу условно отнесены протерозойские формации в Криворожье и на Таймыре, которые отличаются от названной выше проявлениями метаморфизма и отсутствием фауны. В формационных рядах они подстилаются и иногда замещаются по латерали молассоидной формацией, перекрываются мергельно-известняковой, сероцветной глинисто-известняковой, в Криворожье — молассовой.

Характерны серые микрозернистые известняки, частично алевролитистые, горизонтальнослоистые и неслоистые, плитчатые и редко массивные, в малолабинской формации обычно органогенные (с остатками кораллов, криноидей, брахиопод, пеллеципод и др.), иногда образующие мелкие рифы высотой до десятков метров.

Малолабинская формация накопилась в морском заливе нормальной солености, занимавшем западную часть межгорной впадины Передового хребта Кавказа и ограниченном с востока аллювиальной равниной, на которой продолжалось накопление красноцветной молассоидной формации.

Антраконитовая формация выделена А.Е. Шлезингером [87]. В ее разрезе пачки черных углистых (антраконитовых) известняков чередуются с пачками черных и зеленовато-серых тонколистоватых алевролитов и серых песчаников.

Литотип — верхнетриасовая антраконитовая формация Горного Мангышлака (акмышская свита). В формационном ряду она подстилается молассоидной формацией. Формационное тело вытянутое мощностью свыше 2800 м.

Стратиграфический разрез формации, по данным А.Е. Шлезингера, следующий: внизу толща известняков темно-серых и черных, с раздробленными раковинами пелеципод (мощность от 400 до 70–100 м на востоке); выше толща темно-серых и черных "аспидных сланцев" и зеленовато-серых листоватых алевролитов с многочисленными прослоями песчаника и тонкими пластами известняка (мощность 1000–1500 м); затем снова толща серых и черных известняков с прослоями черных "аспидных сланцев" и песчаников (мощность 50–100 м); сверху вновь толща темно-серых сланцев с прослоями зеленовато-серых песчаников и алевролитов с маломощными пластами черного известняка с остатками пелеципод (мощность свыше 1100 м).

Обломочные зерна песчаников представлены кварцем, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и обломками кремнистых пород. По сравнению с песчаниками нижележащей молассоидной формации резко возрастает содержание кварца, улучшаются сортировка и окатанность зерен.

В известняках иногда присутствуют угловатые зерна кварца. Количество кальцита в известняках превышает 91%, а содержание доломита около 1,6%. В зонах разломов известняки доломитизированы. В основании разреза формации в хр. Каратаушк отмечаются фосфатизированные слои с содержанием до 15% P_2O_5 . В Восточном Каратау в основании разреза пласт бурого железняка мощностью до 8 м.

Формация накопилась в узком желобообразном прогибе, возникшем на эпигеосинклинальном орогенном периоде развития Мангышлакской системы, по-видимому, в лагунных условиях (фауна преимущественно пелециподовая, характерны углистые и фосфатные породы).

Сероцветная известняково-терригенная формация описана автором [91] под наименованием "морская терригенно-карбонатная формация". Представлена серыми и черными полимиктовыми песчаниками, алевролитами и алевропелитами с мощными пачками пелитоморфных и органогенных известняков.

К данному типу отнесены нижнедевонско-эйфельская и фаменско-турнейская формации северо-западной части Ануйско-Чуйского прогиба; средне- и верхнедевонская Кузнецкого прогиба Алтае-Саянской области; везийско-намуурская формация Центральнокзахстанской области; верхнекаменноугольно-нижнепермская Среднего Тянь-Шаня; верхнепротерозойская и верхнепермско-триасовая Омолонского массива; мел-палеогеновая Ферганы и мел-неогеновая Южного Тянь-Шаня.

В формационных рядах они подстилаются и перекрываются молассоидными, известняковыми (салаирского типа), пестроцветными морскими известняково-глинистыми формациями; по латерали замещаются теми же формациями, а также красноцветными алеврито-песчаными и сульфатно-карбонатными.

Конфигурация формационных тел разнообразная, чаще линзовидная, мощность от сотен метров до 3 км.

Для примера охарактеризуем нижнедевонско-эйфельскую барагашскую и фаменско-турнейскую черемшанскую формации Ануйско-Чуйского прогиба Горного Алтая. Главными членами названных формаций являются алеврито-песчаные породы. Песчаники серые, желтовато- и зеленовато-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, кварцево-полевошпатовые, аркозовые и полимиктовые, крайне редко кварцевые, неслоистые, горизонтально- и изредка тонко-диагонально-слоистые. Алевриты темно-серые, зеленые и черные, неслоистые и горизонтально-слоистые, тонкоплитчатые, рассланцованные, часто с кристаллами пирита. Мощность песчано-алевритовых пачек составляет сотни метров. Им подчинены прослои и пачки (мощностью десятки метров, иногда 100–200 м) известняков темно-серых и черных, кристаллических и пелитоморфных, массивных, иногда оолитовых, часто органических, изредка песчаных. В известняках почти нет примеси доломита, содержание нерастворимого остатка в них обычно невелико.

К второстепенным членам формаций относятся мелкогалечные (иногда валунные) конгломераты и гравелиты из обломков алевритов, микрокварцитов, глинистых сланцев, известняков и т.п., слагающие пачки в основании и реже в средней и верхней частях разреза. И в известняках, и в песчано-алевритовых породах многочисленны остатки брахиопод, трилобитов, пелципод, кораллов, мшанок, криноидей, гониатитов, растений и др. Пачки известняков не выдержаны по простиранию. Поэтому четкой ритмичности разреза не отмечается.

Накапливалась сероцветная известняково-терригенная формация чаще в пригеосинклинальных орогенных прогибах, реже в межгорных впадинах, на срединном массиве, во внутренних впадинах и предгорных прогибах областей постконсолидационной активизации. Включает разнообразный комплекс морских фаций: шельфовых, умеренно мелководных, прибрежных и открытой части бассейна. Шельфовые фации охарактеризованы богатой и разнообразной нормально-морской фауной, впрочем обилие эндемичных форм свидетельствует о некоторой изоляции бассейнов.

Пестроцветная известняково-алеврито-песчаная формация выделена автором при составлении карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР [43]. Представлена мощными толщами лиловых, вишнево-красных и серовато-зеленых песчаников, алевритов, аргиллитов, с линзами и прослоями известняков, прослоями и пачками конгломератов и гравелитов.

За литотип принята ордовикско-силурийская формация Тувы. Однотипные ей формации распространены от позднего протерозоя до палеогена: верхнепротерозойская в Таймыро-Североземельской области; кембрийская в Байкальской области; ордовикские на Северной Земле и Омолонском массиве; верхнесилурийская в Западном Саяне; верхнесилурийско-девонская на Колымском массиве; каменноугольная в Центральноказахстанской области; верхнеюрские на Грузинской глыбе и в районе Краснодарска; меловые и палеогеновые на южном склоне Большого Кавказа, в Восточном Копетдаге и Фергане.

В формационных рядах они перекрывают геосинклинальные флишевые, флишеидные, слоистоизвестняковые и другие формации; по лате-

рали замещаются молассоидной, слоистоизвестняковыми, доломитовыми; перекрываются молассоидными, красноцветными алевроито-песчаными, галогенно-терригенными, слоистоизвестняковыми и др.

Геометрия формационных тел разнообразна (линзовидные, клиновидные и т.п.), мощность — от сотен до нескольких тысяч метров.

В качестве примера охарактеризуем ордовикско-силурийскую пестроцветную известняково-алеврито-песчаную формацию Тувы. Она подразделяется на несколько серий и свит, соответствующих ее подформациям и градациям.

Ордовикская часть разреза выделяется в Центральной и Западной Туве в шемушдагскую серию: пестроцветные и сероцветные песчаники и алевролиты с прослоями и пачками (в основании всех трех свит серии) конгломератов и гравелитов, реже прослои аргиллитов (мощность до 5000 м). Серия делится на три свиты (снизу вверх): дагыршемийскую, аянгатинскую и адырташскую. Двум нижним свитам в Северной Туве соответствует малиновская серия, а в Северо-Восточной Туве — систиг-хемская свита; верхней — таскыльская свита верхнего ордовика (рис. 21). Низы и верхи разреза малиновской серии — борлугская и тамзырынская свиты — сложены красноцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами, а средняя часть — тарлыгская свита — сероцветными песчаниками и алевролитами с прослоями и линзами известняков. Систиг-хемская свита преимущественно красноцветная песчано-конгломератовая, с подчиненными кислыми эффузивами и туфами. Таскыльская свита красноцветная, существенно песчаниковая.

Силурийская часть разреза формации объединяется в чергакскую серию: грязно-зеленые, серые, частично красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластиами и линзами органогенных известняков (мощность от 200 м до 3—4 км), которая на северо-востоке замещается существенно песчаниковой фаунистически не охарактеризованной семиратской (свыше 1800 м) или красноцветной песчано-алевролитовой атчольской свитам (600—1500 м) и залегающей на последней пестроцветной песчано-алевролитовой с прослоями мергелей и известняков-ракушечников дерзигской свитой (мощность около 2 км).

Главные члены формации — песчаники средне- и мелкозернистые, реже крупнозернистые, аркозово-литические (с обломками эффузивов, сланцев, кремнистых пород), а также алевролиты глинисто-известковистые, аркозово-литические. Подчинены, но характерны конгломераты крупногалечные и валунные из полуокатанных обломков эффузивных, карбонатных, кремнистых пород, гранитоидов, реже песчаников и алевролитов. Гравелиты того же состава.

Известняки (преимущественно в чергакской и малиновской сериях) двух типов: прослои среди песчано-глинистых пород слагают плитчатые мелкокристаллические и пелитоморфные, глинистые и песчаные слабо битуминозные известняки; мощные линзы образуют массивные кристаллические часто битуминозные известняки с остатками кораллов, строматопороидей, мшанок и др. В малиновской свите отмечаются окремненные оолитовые известняки.

В ордовикско-силурийской пестроцветной формации Тувы прослеживаются циклы ранга свит, объединяющиеся в единый макроцикл трансгрессивного строения, начинающийся континентальными и лагунными отложениями и завершающийся морскими.

Каждая из трех свит шемушдагской серии представляет собой самостоятельный цикл, начинающийся конгломератовыми пачками и заканчивающийся более тонкообломочными, в конседиментационных прогибах существенно алевролитовыми. Цикличность обусловлена чередованием континентальных и лагунных отложений (завершают первый и третий циклы более тонкообломочные и ярко окрашенные, пестроцветные лагунные отложения). Чергакскую серию в целом можно считать одним циклом по более широкому развитию известняков в средней — элэгестской — свите. Элементы регрессивной части цикла, в составе которого преобладают морские фации, отмечаются в верхнебайтальской подсвите (существенно лагунной). Местами наблюдается мелкая ритмичность, еще слабо изученная.

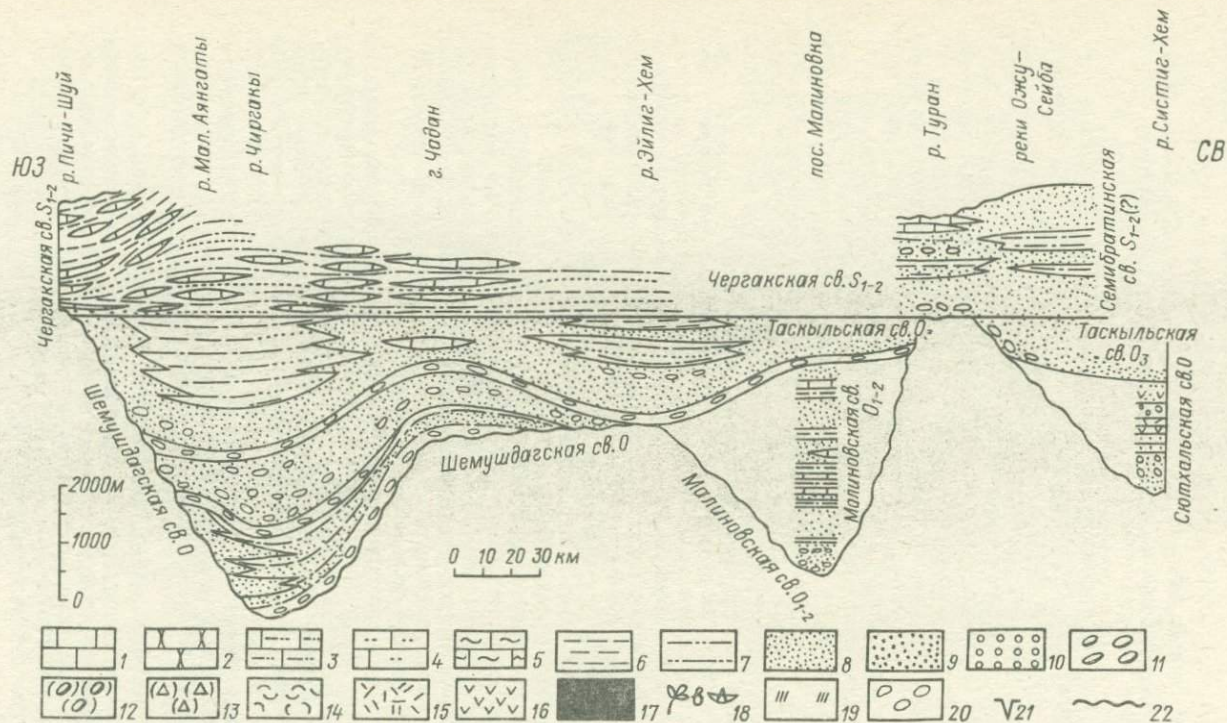


Рис. 21. Литологический профиль пестроцветной известняково-глинисто-песчаной ордовикско-силурийской формации Тувы. Составил Э.Н. Янов по материалам Е.В. Владимирской и А.В. Кривободровой.

Условные обозначения к рис. 21, 22, 27, 29, 30 и 34: 1-4 - известняки (1 - массивные, 2 - узловатые, 3 - алевритистые, 4 - песчаные); 5 - мергель; 6 - аргиллит; 7 - алевролит; 8-9 - песчаники (8 - тонко-мелкозернистые, 9 - средне-крупнозернистые); 10 - гравелит; 11 - конгломерат; 12 - туфо-конгломерат; 13 - туфобрекчия; 14 - эффузивы (15 - кислые, 16 - средние и основные); 17 - уголь; 18 - фауна и флора; 19 - косая слоистость; 20 - глиняная галька; 21 - флишевые гиероглифы; 22 - следы размыва.

Другим примером пестроцветных известняково-алевроито-песчаных формаций может служить нижне (?) - среднекаменноугольная таскудукская формация Джезказганской впадины. На Джезказганском месторождении мощность формации не превышает 350 м, и она включает три горизонта: таскудукский, златоустовский и покровский. Представлена серыми, зелеными и красноцветными средне-мелкозернистыми песчаниками, ритмично чередующимися с серыми, голубыми и красноцветными алевролитами и аргиллитами, в верхах златоустовского горизонта обособляются маркирующие горизонт кремней и известняков, линзы конгломератов. В северной части Джезказганской впадины под таскудукским горизонтом появляется пачка (80–90 м и более) серых, темно-серых, зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов и песчаников, внизу с прослоями и линзами темно-серых известняков — джиландинский горизонт. Общая мощность формации здесь в среднем 575 м.

По материалам И.П. Дружинина [37], в Центральном рудном поле выделяются три макроритма, которые соответствуют горизонтам и образуют единый регрессивный цикл таскудукской формации. Таскудукский макроритм насчитывает 9 ритмов. В первых двух преобладают морские фации. В регрессивной части третьего впервые появляются лагунно-дельтовые осадки, которые присутствуют и во всех последующих ритмах. Одновременно в трансгрессивных рядах морские глинистые осадки сменяются глинистыми отложениями лагун и заливов. Девятый ритм горизонта завершает первый этап регрессии; в составе регрессивных фаций здесь встречаются образования почвы и подпочвы.

В разрезе златоустовского горизонта выделяются четыре ритма, в составе которых господствуют песчаные осадки подводной дельты, вверху (кроме первого ритма) появляются осадки береговых такыров. Дальнейшую регрессию моря отражает фациальный состав всех шести ритмов покровского горизонта. Во втором и третьем ритмах еще отмечаются ингрессии моря, в четвертом и пятом трансгрессивные части отсутствуют, а в шестом трансгрессивная часть представлена лагунно-дельтовыми фациями.

Ордовикско-силурийская пестроцветная известняково-алевроито-песчаная формация образовалась в Тувинском пригеосинклинальном прогибе. Связь прогиба с геосинклинальным морем Западного Саяна была затрудненной и осуществлялась в ордовике через узкие проливы в зоне Куртушибинского поднятия. Большая часть отложений шемущагской серии — лагунные. Собственно морские (мелководные и, возможно, пониженной солености) фации слагают отдельные горизонты. Континентальные отложения развиты в основании разреза шемущагской и малиновской серий. Основная часть отложений чертагской серии мелководноморские. Бассейн был сравнительно изолированным, на что указывает значительная эндемичность фауны. Континентальные фации развиты в низах алавелькской и элегестской свит. Существенно красноцветные ордовикские и силурийские толщи Северо-Восточной Тувы, вероятно, дельтовые и отчасти аллювиальные.

Таскудукская пестроцветная известняково-алевроито-песчаная формация Джезказганской межгорной впадины также паралическая, с участием морских, дельтово-лагунных и континентальных фаций, многократно чередующихся в разрезе.

В таскудукской формации стратифицированные медные месторождения Северного Джезказгана (Джиландинская группа) приурочены к двум нижним сероцветным горизонтам — таскудукскому и джиландинскому. В Центральном рудном поле оруденение развито начиная со златоустовского горизонта и выше по разрезу; в Северном Джезказгане

оно приурочено к песчаным осадкам морских пляжей и зоны морских течений (медистые песчаники итаузского типа); в Центральном рудном поле — к сероцветным песчаникам и конгломератам подводной части дельты (?), залегающим в регрессивных рядах фаций (медистые песчаники джезказганского типа). В золотоустовском горизонте отмечаются залежи не только меди, но и свинца и цинка. Многочисленные проявления меди имеются и в пестроцветной манчурекской свите ордовика Северо-Западной Тувы, но промышленная ценность их не доказана. Возможно, отрицательным фактором в оценке ордовикско-силурийской формации Тувы на медистые песчаники джезказганского типа можно считать трансгрессивную направленность строения формации.

Пестроцветная известняково-мергельно-песчаная формация описана автором [91] под названием "пестроцветная терригенно-карбонатная формация". Представлена коричневато-красными, фиолетовыми зелеными и желтыми песчаниками, алевролитами, мергелями и серыми пелитоморфными известняками, слагающими ритмы мощностью от единиц метров до 15—30 м. Второстепенные члены парагенеза — конгломераты и гравелиты — образуют редкие линзовидные прослои.

К данному типу отнесены три разновозрастные среднедевонско-франкские формации Рыбинской и Кемчугской впадин Алтае-Саянской области, завершающие циклы осадконакопления и образующие маломощные пластинообразные тела (мощностью 100—200 м): зыковская, павловская и амонашская. В формационных рядах они подстилаются молассоидной или кварцево-песчаной формациями; перекрываются начинающими новый цикл молассоидными или красноцветными алевроито-песчаными.

Песчаники здесь кварцево- и аркозово-литические, кварцевые, полевошпатово-кварцевые, иногда известняковые, неслоистые, горизонтально- и диагональнослоистые (косослоистые серии мощностью 0,1—0,3 м с наклоном слоев 12—18°, а иногда до 0,5—0,8 м с наклоном слоев до 30°). На поверхностях наложения встречаются симметричные и асимметричные знаки ряби (длина волны до 7 см, амплитуда 1 см).

Алевролиты двух типов: неслоистые с мелкими карбонатными стяжениями ("журавчиками") и слоистые тонкоплитчатые (горизонтально-, волнисто- и диагональнослоистые). Мощность косослоистых серий 1—2 см.

Мергели массивные, алевролитистые, иногда пронизанные трубчочковидными прожилками кальцита, или узловатые, сложенные "желваками" мергеля размером до 10, а иногда до 25 см, с карбонатным или алевролитистым цементом.

Известняки слабо доломитизированные, криптокристаллические, массивные и узловатые, с прожилками коричневого и сургучно-красного халцедона.

Второстепенные члены парагенеза — конгломераты и гравелиты, слагающие редкие линзовидные прослои. В составе галек конгломератов гранитоиды, габброиды, гнейсы, сланцы, кварциты, кварц, диабазовые порфириты, плагиопорфиры и их туфы. Встречаются известняковые конгломераты и гравелиты.

Разрезы формации четко ритмичны. Типы ритмов показаны на рис. 22. Мощность ритмов от 0,7 до 30, в среднем 7 м. Ритмы двух-, трех- и многочленные, обычно трансгрессивные, иногда с редуцированной регрессивной частью.

Примеры двучленных ритмов: известняк обломочный → известняк массивный (узловатый), мергель (алевролит или песчаник) → известняк, алевролит (или песчаник) → мергель, алевролит (или песчаник) → → аргиллит, песчаник → алевролит; трехчленных: алевролит (или песчаник) → мергель → известняк, песчаник → алевролит → известняк, конгломерат → мергель → известняк, конгломерат → алевролит → → мергель узловатый.

Ритмичность строения разрезов связана с чередованием разнотипных фаций, в большинстве случаев озерных с аллювиальными. Пестрая смена озерных и аллювиальных фаций по разрезу и на площади позволяет думать, что озера были неустойчивые, мелководные, но достаточно крупные.

Накапливались эти формации в межгорной впадине, в этапы относительно тектонического покоя, о чем свидетельствуют более высокая "зрелость" обломочного материала по сравнению с красноцветными алевроито-песчаными и тем более с молассоидными формациями, меньшее участие грубообломочных и большее тонкообломочных и хемогенных пород.

Область накопления представляла собой аллювиальную равнину. Конгломераты, косослоистые гравелиты и песчаники принадлежат к русловым фациям, а слоистые алевролиты — к пойменным. Наиболее распространены фации пресных озер (известняки и мергели с прослоями слоистых алевролитов).

По материалам автора, породы живетской павловской пестроцветной известняково-мергельно-песчаной формации характеризуются пониженными содержаниями почти всех химических элементов и особенно натрия, бария, меди, цинка и молибдена. Это свидетельствует о малой перспективности поисков медного и медно-полиметаллического оруденения в формациях данного типа. Обломочные породы павловской формации отличаются высокой карбонатностью и низкой доломитностью. Распределение химических элементов по типам пород пестрое.

Сероцветная известково-песчано-алевролитовая формация "морей-озер" выделена автором [91]. Литотип — илеморовский горизонт живетского яруса Минусинских впадин. Представлена зеленовато-, желтовато- и темно-серыми, реже пестроцветными известковистыми алевролитами и песчаниками с прослоями мергелей и известняков, часто водорослевых.

В межгорных впадинах Алтае-Саянской области к данному типу отнесены илеморовская живетская и кохайская франская формации, а в Минусинской впадине и имекская нижнего девона; в Обь-Зайсанской области намечена аналогичная средне-верхнекаменноугольная формация.

В формационных рядах подстилаются молассоидными, красноцветными алевроито-песчаными, базальт-трахибазальтовыми и андезитовыми

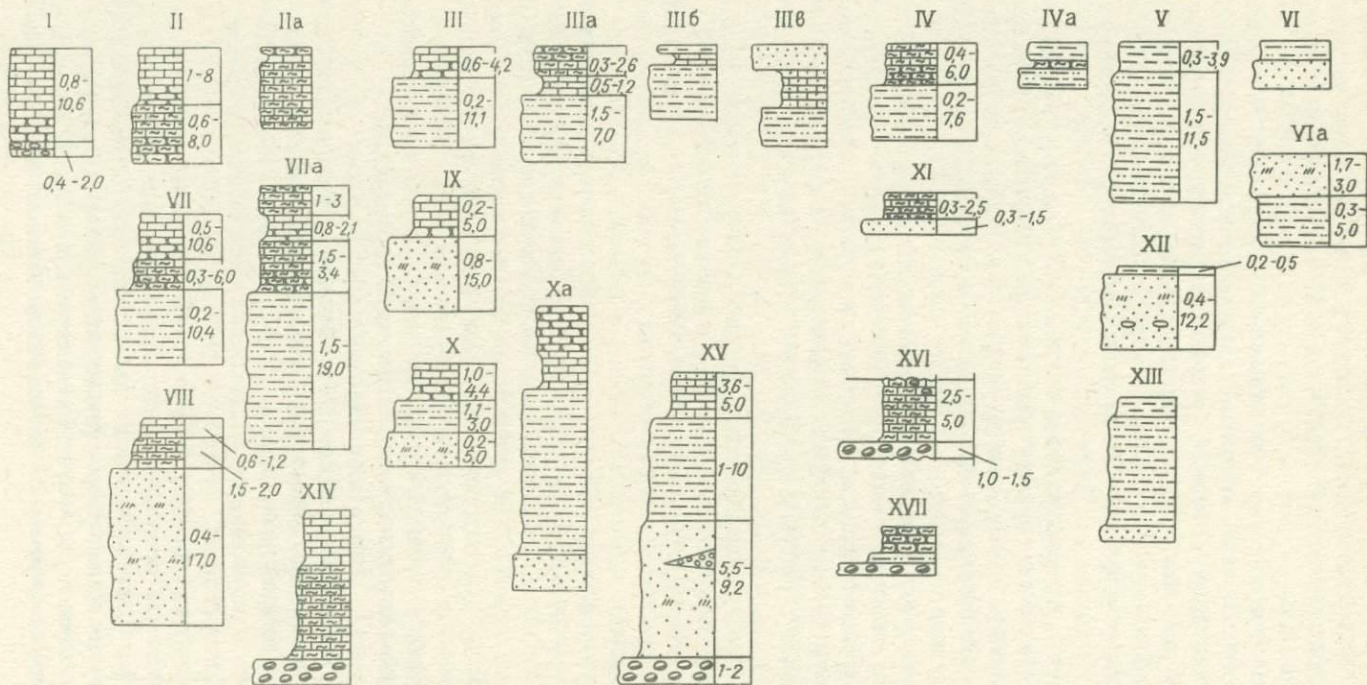


Рис. 22. Типы ритмичности в разрезах пестроцветной известняково-мергелильно-песчаной формации.

Усл. обозначения см. на рис. 21. Цифры — мощность, м.

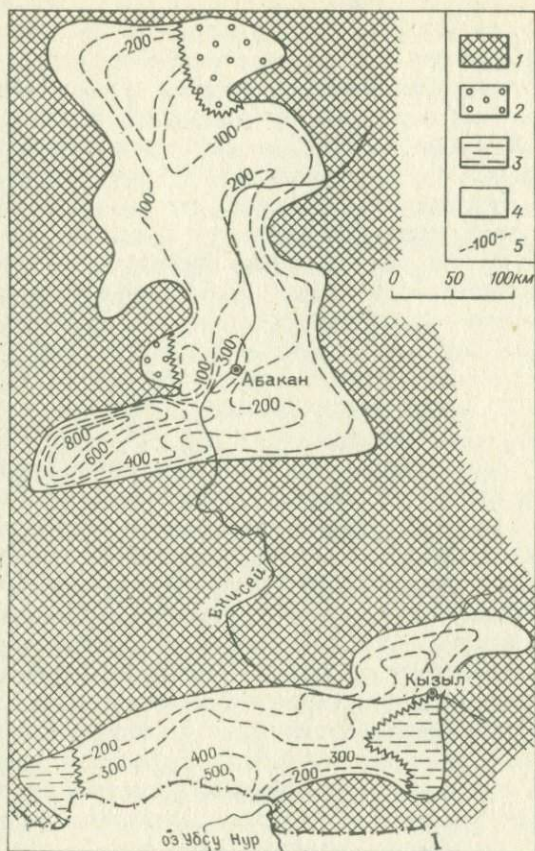


Рис. 23. Палеотектоническая схема Минусинских и Тувинской впадин Алтае-Саянской области для середины живецкого века.

1 — области поднятия; 2—4 — области развития формаций: 2 — молассоидной, 3 — красноцветной континентальной алеврито-песчаной, 4 — сероцветной известково-песчано-алевритовой; 5 — изопакиты, м.

формациями; перекрываются мергельно-известняковыми (минусинского типа) или непосредственно базальными формациями нового цикла — красноцветными алеврито-песчаными; по латерали иногда замещаются молассоидными и красноцветными алеврито-песчаными формациями. Формационные тела линзовидные и четкообразные мощностью сотни метров, до 1 км и более (рис. 23).

Главные члены формации — алевролиты и песчаники (преимущественно мелкозернистые) — по составу полевошпатово-кварцевые, кварцево-аркозовые, редко кварцево-литические, иногда с примесью пирокластического материала. Характеризуются хорошей сортировкой обло-

мочного материала; в тяжелой фракции значительно содержание устойчивых минералов (граната, циркона и др.). В целом "зрелость" обломочного материала более высокая, чем в молассоидных и красноцветных алеврито-песчаных формациях. Характерна повышенная известковистость обломочных пород, иногда отмечается незначительная примесь глауконита. В низах разреза илеморовской формации Минусинской впадины (аскизская свита) наблюдаются повышенная доломитистость пород, иногда тончайшие линзочки гипса, отпечатки кристаллов каменной соли (последние известны и в имекской формации).

Довольно широко распространены мергели, менее — известняки глинистые, оолитовые, водорослевые, в кохайской формации также комковатые, обломочные и брекчиевидные, часто с прожилками халцедона. В Чебаковско-Балахтинской впадине в илеморовской формации отмечаются биогермы водорослевых известняков высотой до 15—20 м. Второстепенный и редкий член формации — маломощные пласты угля в краевой части формационного тела.

Текстуры пород обычно горизонтальнослоистые, полосчатые, линзовидные, прерывистые; в прибрежных фациях встречается перекрещивающаяся, иногда мультислойная косая слоистость. На поверхностях наложения отмечаются знаки ряби, следы ползания организмов и иногда трещины усыхания и глиптоморфозы по кристаллам каменной соли.

Накапливалась формация в межгорных впадинах в этапы относительного тектонического покоя, в обширных мелководных внутриконтинентальных солончатоводных "морях-озерах" типа Аральского. О мелководности и ненормальной солености бассейнов свидетельствуют текстуры пород и состав фауны: листоногие и усонogie ракообразные, лингулы, рыбы и т.д. Временами некоторые части бассейна засолялись (линзочки гипса, кристаллы каменной соли). Приуроченность их к этапам относительного тектонического покоя подтверждается более высокой "зрелостью" обломочного материала; господством тонкообломочных и хемогенных пород.

Обычна повышенная битуминозность пород формации (часто до 0,1—0,2%). В Минусинской впадине с ними связаны нефтегазопроявления. Характерна высокая фосфатность пород вплоть до появления в Туве маломощных прослоев фосфоритов с содержанием до 22% P_2O_5 .

В основании сероцветных известково-песчано-алевритовых формаций "морей-озер", залегающих на красноцветных алеврито-песчаных формациях, прослеживаются рудопроявления "медистых сланцев" аскизского типа (аскизская свита живетского яруса у с. Таштып в Минусинской впадине и низы кохайской свиты франского яруса на правом берегу Енисея, ниже г. Кызыла — западный склон хр. Хербес). На западном борту Чебаковско-Балахтинской впадины с первым снизу пластом известняков сарагашской свиты живетского яруса связано полиметаллическое оруденение (непромышленные рудопроявления в полосе, протягивающейся вдоль борта впадины более чем на 50 км). Меденосные песчаники аскизской свиты обогащены натрием, калием, барием, цинком, свинцом,

молибденом и особенно медью. Средние содержания меди достигают 4,1 % (максимальные 7 %), максимальные содержания цинка 0,3, свинца 0,015, бария 0,5 %. Сероцветные алевролиты этой формации характеризуются пониженной концентрацией бария, цинка, свинца и иногда ванадия, хрома, марганца, никеля и меди.

Образцы известняков сарагашской свиты на западном борту Чебаковско-Балахтинской впадины отобраны нами у д. Усть-Парная. Известняки характеризуются значительно превышающими кларковые содержаниями натрия, кобальта, меди и свинца, а также калия, бария, алюминия, ванадия, хрома, иттрия, циркония; ниже кларковых концентраций стронция, бора, марганца, никеля, цинка.

Меденосные песчаники низов кохайской формации Тувы характеризуются высокими содержаниями меди, свинца, бария, молибдена и низкими калия, титана, марганца, цинка.

Пестроцветная карбонатно-терригенно-туффовитовая формация выделена Г.Н. Бровковым [47] под названием "карбонатно-терригенно-телепирокластическая". Представлена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами (частично туффовитовыми), пепловыми туффовитами и туфами, окрашенными в коричневатокрасные, лиловые, серые и желтоватосерые цвета; второстепенные члены парагенеза — известняки с кремнями, туффовитовые мергели, доломиты, среднекрупнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты.

Литотип — нижнекаменноугольная формация Минусинских впадин; кроме того, к этому типу отнесены верхнесилурийско-девонская формация Колымского массива, девонско-нижнекаменноугольная и каменноугольно-пермская Омолонского массива, а также олигоцен-миоценовая Арасинской межгорной впадины.

Подстилается эта формация красноцветными алеврито-песчаными и платформенными пестроцветными морскими известняково-глинистыми формациями; перекрывается угленосными лимническими (минусинского типа) и молассоидными. Формационные тела линзовидные и четковидные мощностью от сотен до первых тысяч метров (рис. 24).

Охарактеризуем для примера турнейско-визейскую формацию Минусинских впадин. Она подразделяется на 10 свит (снизу вверх): 1) быстрианскую — серые, желтовато- и зеленовато-серые туфы, туффовиты, песчаники, известняки и доломиты (5–70 м); 2) алтайскую — пестроцветные песчаники, туфы и туффовиты (от 3–4 до 130 м); 3) надалтайскую — серые, желтые, зеленые туфы, туффовиты, песчаники, известняки и иногда конгломераты (60–115 м); 4) самохвальскую — зеленые, реже коричневатокрасные, иногда желтые и оранжевые песчаники и туфы (50–120 м); 5) кривинскую — краснокоричневые, коричневатосерые и зеленые туфы и туффовиты с подчиненными прослоями известняков (100–250 м); 6) соломенскую — известняки, туфы, туффовиты и песчаники, переходящие в гравелиты и конгломераты (60–140 м); 7) комарковскую — коричневые и зеленые туфы и туффовиты (50–225 м); 8) согринскую — зеленые, реже коричневые туфы и туффовиты с прослоями и линзами известняков и алевропесчаников (25–120 м); 9) байновскую — зеленые и коричневые песчаники с подчиненными прослоями алевропесчаников, туфов и известняков (100–260 м); 10) подсинскую — зеленые и серые туфы и туффовиты с подчиненными прослоями песчаников, известняков и углистых сланцев (100–130 м). Быстрианскую, алтайскую и надалтайскую свиты обычно от-

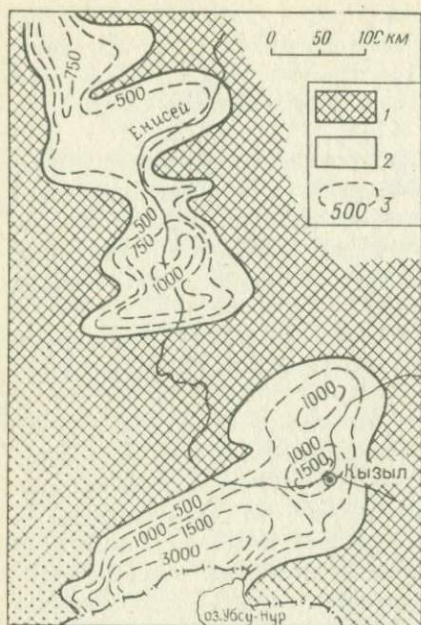


Рис. 24. Палеотектоническая схема Минусинских и Тувинской впадин Алтае-Саянской области для турнейского и визейского веков.

1 — области поднятия; 2 — область развития пестроцветной карбонатно-терригенно-туффиговой формации; 3 — изопахты, м.

носят к турнейскому ярусу (впрочем, быстринская свита, скорее, фаменского возраста), а вышележащие семь свит — к визейскому.

По данным С.В. Левченко и М.И. Грайзера [1965 г. и др.], в северном направлении пестроцветные пачки частично замещаются сероцветными, которые в северных впадинах преобладают. В том же направлении уменьшаются количество пирокластического материала и размер пепловых частиц.

По подсчетам И.С. Боровской [1965 г.], с юга на север сокращаются суммарная мощность туфогенных пород и их роль в разрезе.

К главным членам формации, как указывалось выше, принадлежат мелко- и тонкозернистые песчаники с незначительной примесью пирокластического материала (не более 20%); по составу обломочного материала они аркозовые и аркозово-литические (с обломками эффузивных пород девона). Алевролиты и аргиллиты содержат максимальную примесь пирокластического материала и связаны непрерывными переходами с туффитами и туфами. В составе алевролитов около 30% зерен кварца, обломки полевых шпатов и эффузивных пород (последних до 60–70%), а также окатанные частицы пирокластического материала. Аргиллиты кремнисто-глинистые, с углистыми частицами и песчаными зернами кварца и полевых шпатов. Выделяется также особая разновидность туфоалевропелитов, в которых часто чередуются микрослойки алевритовой и пелитовой размерности. В туфогенных породах пирокластический материал преимущественно алевритовой размерности, иногда песчаной. Некоторые тонкообломочные туфогенные породы приближаются по свойствам к бентонитовым глинам.

К второстепенным членам парагенеза относятся средне-крупнозернистые песчаники аркозовые и аркозово-литические (с обломками эффузивных пород и кварцитов до 40–50, в быстринской свите до 60–70%), гравелиты (с зернами кварца и полевых шпатов, обломками песчаников, аргиллитов, известняка, кремня, кварцитов и эффузивных пород) и конгломераты из галек туффитов, известняков, алевролитов. Гравелиты, средне- и крупнозернистые песчаники почти не содержат пеп-

лового материала. Также второстепенными членами формации являются известняки мелкозернистые с примесью доломита, микрослоистые с послойной примесью алевритового и туфогенного материала (до 10–15%), водорослевые, массивные биогермные (линзы мощностью до 3–4 м), пелитоморфные, густковой текстуры с раковинами остракод, а также мергели алевритовые с туфогенной примесью до 20% от объема обломочного материала. В известняках в связи с постушением пеплового материала наблюдается активное аутигенное минералообразование (альбит, кварц, халцедон и анальцит), не характерное для карбонатных пород нижележащих девонских формаций.

Нижнекаменноугольная пестроцветная карбонатно-терригенно-туфитовая формация Минусинских впадин включает несколько циклов, которые выделяются еще неоднозначно. Быстрянская свита завершает фаменский цикл. Следующий цикл составляют пестроцветная алтайская и сероцветная с известняками надалтайская свиты. Признаки перерыва в основании вышележащей самохвальской свиты позволяют начать с нее третий цикл. Первый элемент третьего цикла составляют терригенно-туфитовая самохвальская и пестроцветная кривинская свиты. Второй элемент цикла — существенно известняковая соломенская свита. Третий (регрессивный) — пестроцветные и зеленые туфы и туффиты комарковской и согринской свит. Этот крупный цикл подчеркивается изменениями коэффициента мономинеральности. Четвертый цикл составляют байновская и подсиньская свиты.

О.В. Горбачев и А.К. Новиков [1965 г.] отмечают более мелкую ритмичность строения разрезов формации. В турнейской части разреза Кавказского района Минусинской впадины в основании ритмов залегают косослоистые песчаники (0,2–5, в надалтайской свите до 13 м), которые сменяются выше алевролитами и алевропелитами (до 4–6, в надалтайской свите до 28 м), а затем известковистыми породами, иногда известняками. Мощность ритмов в быстрянской свите 1,5–10 м, в надалтайской значительно больше.

В кривинской свите распространены симметричные трансгрессивно-регрессивные ритмы мощностью 1,5–5 м: тонкозернистый косослоистый туфоалевролит → туфоалевролит → аргиллит (или известковистый алевропелит) → туфоалевролит → косослоистый тонкозернистый песчаник. В соломенской свите ритмы того же типа мощностью до 10 м, но в средней их части — пласты известняка с кремнистыми стяжениями.

Накапливалась пестроцветная карбонатно-терригенно-туфитовая формация в обширном бассейне типа внутриконтинентальных "морей-озер". Иногда (в быстрянское, надалтайское, соломенское время) в бассейне проникали морские воды, повышалась его соленость и на отдельных участках расселялась обедненная морская фауна. В алтайское, кривинское и комарковское время бассейн опреснялся, видимо, мелел и (преимущественно в юго-западной части) в нем накапливались пестроцветные отложения. Также существенно пресноводным был он в самохвальское и согринское время. В байновское время в связи с поднятием Батеневского края единый бассейн разобшился на крупные пресные озера.



Рис. 25. Схема распространения проявлений флюорита и фосфоритов в надальтайской свите нижнего карбона Минусинских впадин. По М.И. Грайзеру [32].

1 — флюоритопоявления; 2 — фосфатопоявления; 3 — места находок брахиопод; 4 — граница опресненного "моря-озера" надальтайского времени; 5 — условная граница между районами распространения флюоритовой и фосфатной минерализации; 6 — направление морской трансгрессии.

Поднятия областей сноса также происходили периодически: в алтайское и самохвальское время (преимущественно Батеневский кряж), в меньшей степени в соломенско-кривинское (в основном, поднятие Восточного Саяна) и, наконец, в байновское. Характерно обильное поступление пирокластического материала из удаленных центров вулканизма.

С рассматриваемой формацией Минусинских впадин связаны проявления флюорита и фосфатов. Проявления флюорита приурочены к надальтайской свите восточной части Чебаковско-Балахтинской впадины (рис. 25), к пластам известняка (от 0,4 до 7 м) на территории, где найдены остатки морской фауны (брахиопод и остракод). По мнению М.И. Грайзера [32], флюоритовая минерализация образовалась благодаря притоку морских вод и их смешению с опресненными, но богатыми фтором водами. В процессе эпигенеза плавиковый шпат подвергся частичному растворению и переотложению (в пределах пласта известняка).

Фосфатопоявления приурочены к изыкчуйскому рыбному горизонту быстрянской свиты и к надальтайской свите (за пределами зоны известковых осадков с флюоритовой минерализацией). Образовались они в максимальные стадии трансгрессии (изыкчуйский и надальтайский горизонты) и связаны с рыбными остатками (скопления чешуи, костей, зубов, иногда и целых скелетов рыб).

Туфодиамитовая формация выделена в 1956 г. Л.И. Красным и А.Ф. Михайловым [44]. Представлена тонкими пепловыми туфами с линзами диатомитов, отложившимися в пресных озерах. Туфодиамитовые формации выделены в неогеновых отложениях Сахалина и Сихотэ-Алинской складчатой системы, к ним отнесена также сисианская верхнеплиоценовая формация Малого Кавказа. В формационных рядах они подстилаются и перекрываются андезито-базальтовой формацией, подстилаются и замещаются по латерали андезитовой. Формационные тела пластообразные, маломощные (десятки и первые сотни метров).

Охарактеризуем подробнее (по материалам А.А. Габриеляна [21]) акчагыльскую (?) сисианскую формацию. В районе с. Сисиан на юго-востоке Армении мощ-

ность ее достигает 300—400 м. Нижняя часть разреза представлена галечниками, рыхлыми песчаниками и пемзово-пепловыми породами с косою диагональной слоистостью; верхняя — горизонтальнослоистыми диатомитами и диатомитовыми глинами. На р. Воротан А.А. Габриелян описывает ритмичное переслаивание диатомовых глин и диатомитов с пемзовыми песками и песчаниками (мощность слоев тех и других от 0,3—0,5 м до нескольких метров). Кроме остатков пресноводных диатомей в них встречены многочисленные остатки растений и скелеты рыб.

На оз. Севан у г. Камо в основании разреза сисианской формации залегают диагональнослоистые туфопесчаники, пемзовые песчаники, пеплы (20 м); выше отмечается переслаивание диатомовых и дрейссенсиевых глин, песков и пемз с прослойками известняков-ракушнякав (20 м); затем идут туфы (30 м); завершается разрез желтовато-белыми диатомитами, диатомовыми глинами с прослоями туфопесчаников, вулканических песков и пеплов.

По данным А.А. Габриеляна, накопление туфодиатомитовой формации происходило в ряде озерных водоемов (озера Воротан, палео-Севан, Ширакское и др.), вероятно сообщавшихся между собой узкими проливами. В эти пресноводные бассейны воздушным путем попадали пирокластиты кислого состава, обогащавшие озерную воду кремнеземом, что способствовало пышному развитию диатомовых водорослей. Озерные чаши и проливы располагались в долинах современных рек или в тектонических депрессиях. Туфодиатомитовые формации накапливались в Северо-Сахалинском краевом прогибе и в межгорных впадинах, на Малом Кавказе — в областях глыбовых поднятий.

Терригенные формации

Формации орогенной надгруппы этого типа распространены широко. Накапливались они преимущественно в этапы активизации тектонических движений и поднятия областей сноса, в основном в континентальных условиях, но включают и паралические, и морские формации. К ним относятся сероцветная морская алеврито-песчаная, красноцветная континентальная алеврито-песчаная, молассовая и молассоидная.

Сероцветная морская алеврито-песчаная формация выделена автором [92]. Представлена аргиллитами, алевролитами (чаще алевропелитами), песчаниками, иногда с линзами конгломератов.

Протерозойские формации этого типа выделены в Карельской и Байкальской областях, на Северной Земле; триасовые в Передовом хребте Кавказа, на Мангышлаке и в Устьоленёвском прогибе. В формационных рядах они подстилаются пикрит-диабазовой и базальтовой формациями; перекрываются красноцветными алеврито-песчаной и морской известняковой или пестроцветной морской известняково-глинистой. Формационные тела вытянуто-линзовидной формы мощностью несколько сотен метров.

В тхачской средне-верхнетриасовой формации Кавказа [92] главные члены — алевролиты темно-серые, слюдястые, с сидеритовыми конкрециями и песчаники светло-серые, мелко-среднезернистые, плитчатые и массивные, слагающие прослой и в основании разреза пачки мощностью до 50 м; второстепенные — кварцевые гравелиты и конгломераты с об-

ломками кварца, осадочных и метаморфических пород палеозоя и нижнего триаса — преимущественно базальные. Сходен разрез нижнетриасовой таушикской свиты Мангышлака [87].

Триасовые формации этого типа охарактеризованы фауной пелеципод и аммонитов, указывающей на морские условия накопления. Накапливались в межгорных впадинах и пригеосинклинальном орогенном прогибе.

Красноцветная континентальная алеврито-песчаная формация описана автором [90] на примере девонских формаций Алтае-Саянской складчатой области. Однако уже в 1946 г. Н.С. Шатский [83, с. 369—425] различал внутригорные образования "красных песчаников", к которым относил, в частности, иотний Шокшинского района Карелии.

Сложена коричневато-красными и красновато-фиолетовыми мелко-среднезернистыми песчаниками и алевролитами с известковистыми "журавчиками"; второстепенные члены парагенеза — аргиллиты и мергели массивные, узловатые и обломочные "икряные".

В Алтае-Саянской области красноцветные алеврито-песчаные формации накапливались в начале девона (в Туве), в начале эйфельского, живетского, франского веков и в фаменском веке. Однотипные формации: протерозойская в Карелии; верхнекембрийская в Прибайкалье; среднекаменноугольно-пермские в Центральноказахстанской области; пермские в Передовом хребте Кавказа и на Мангышлаке; верхнемеловая — эоценовая в Зайсанской впадине; неогеновая в Центральном Казахстане.

В формационных рядах они подстилаются молассоидными формациями или начинают новый цикл, перекрывая мергельно-известняковую (минусинского типа), пестроцветные морскую известняково-глинистую и континентальную известняково-мергельно-песчаную и др.; перекрываются сероцветной известково-песчано-алевритовой "морей-озер", мергельно-известняковой (минусинского типа), сероцветной морской алеврито-песчаной, пестроцветной карбонатно-терригенно-туффитовой и др.; по латерали замещаются многими из перечисленных выше формаций. Формационные тела четковидные и линзовидные мощностью от сотен метров до 2—3 км (рис. 26).

Конкретные формации, отнесенные к данному типу, несколько различаются по соотношению и роли главных типов пород в парагенезах. Например, нижнефранская кунгусская формация Рыбинской впадины Алтае-Саянской области характеризуется преобладанием в ее составе алевролитов и подчиненной ролью песчаников. В однотипных формациях Минусинских впадин роль песчаников значительно возрастает. В нижнепермской аксаутской и нижнетриасовой тебердинской формациях Передового хребта Кавказа песчаники слагают мощные пачки, в качестве второстепенных членов парагенеза появляются гравелиты и паттумы. Последнее сближает аксаутскую и тебердинскую формации с молассоидными, но все же грубообломочные породы в их составе подчинены и в разрезе, и на площади.

В центральных частях Рыбинской впадины кунгусская формация на 80—90 % сложена алевролитами, подчиненную роль играют песчаники

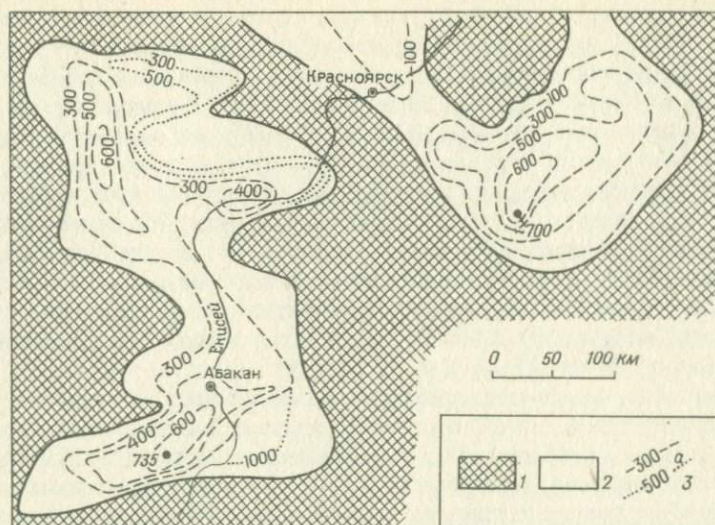


Рис. 26. Палеотектоническая схема Минусинских и Рыбинской впадин Алтае-Саянской области для начала франского века.

1 — области поднятия; 2 — область развития красноцветной алевроито-песчаной формации; 3 — изопакеты, м (а — той же формации в участках, где она соответствует по объему всему верхнему девону).

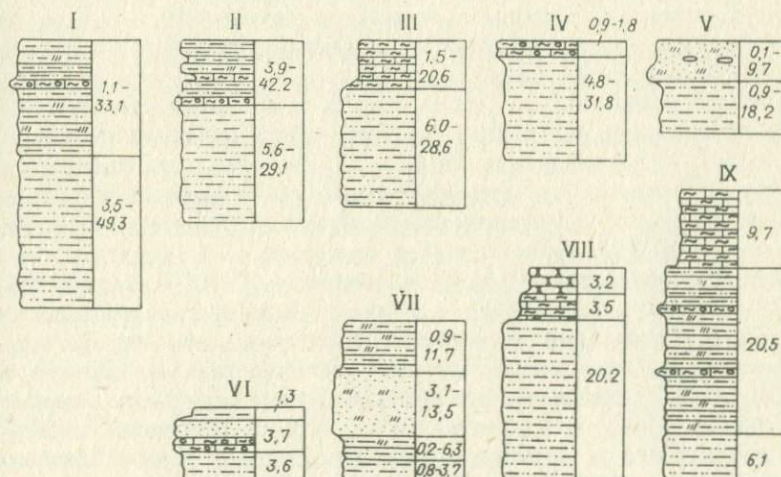


Рис. 27. Типы ритмичности в разрезах кунгусской красноцветной алевроито-песчаной формации верхнего девона Рыбинской впадины.

Усл. обозначения см. на рис. 21. Цифры — мощность, м.

(3—4 %), мергели и "икряные" мергели, единичные прослои аргиллитов и известняков. Характерна слабо выраженная среднемасштабная ритмичность. Средняя мощность ритмов в центральной части впадины 25—30 м, в районе г. Канска вдвое меньше. Господствуют двучленные ритмы (рис. 27) типа красноцветный неслоистый алевролит с мелкими карбонатными стяжениями—"журавчиками" → пестрый красно-зеленый или зеленый горизонтально-, волнисто- и микрокосослоистый алевролит, иногда с прослоями аргиллита и "икряного" мергеля. Встречаются также ритмы типа неслоистый алевролит → массивный мергель, или неслоистый алевролит → косослоистый песчаник. Редки ритмы более сложного строения: неслоистый алевролит → слоистый алевролит с прослоями "икряного" мергеля → массивный-мергель или неслоистый алевролит → песчаник и "икряной" мергель → аргиллит.

Песчаники (чаще мелкозернистые) и алевролиты по составу полевошпатово-кварцевые, иногда кварцево-литические и кварцево-аркозовые, горизонтально-, волнисто- и диагонально-слоистые. В песчаниках встречаются аргиллитовые и известняковые гальки. Горизонтальная слоистость в алевролитах тонкая, миллиметровая, иногда подчеркивающаяся слоями аргиллита. Диагональная слоистость от мелкой (мощность серий 1—4 см) до более крупной (мощность серий 10—15 см), часто многоярусная. В алевролитах косослоистые серии мелкие (0,8—1,5 см мощностью) линзовидные, со слоями, выходящими к основанию и к кровле серии. На поверхностях наложения наблюдаются знаки ряби, трещины усыхания, следы капель дождя.

Неслоистые алевролиты по составу существенно кварцевые, слюдистые, иногда с рассеянными крупными песчаными округлыми зернами кварца с матовой поверхностью, с частыми мелкими (0,5—1,5 см) неправильной формы стяжениями пелитоморфного известняка, напоминающими лёссовые "журавчики".

Мергели подчинены, но слагают иногда пачки мощностью до 20 м. Массивные мергели неслоистые, по трещинам перекристаллизованные, с мелкими и более крупными (до 3—4 см) округлыми стяжениями глинистого известняка. Сложены микрозернистым и скрытокристаллическим карбонатом со значительным содержанием глинистого вещества, примесью (до 20 %) алевролитовых и иногда (до 5 %) песчаных зерен кварца; доломитизация мергелей значительна (20—50 % и более). Комковатые (мелкоузловатые) мергели представлены неправильной формы округлыми "желваками" глинистого известняка, цементированными мергелем, или "желваками" мергеля, цементированными кальцитом.

"Икряные" мергели и известняки сложены округлыми гальками мергеля (около 0,5—1 см) в карбонатном цементе с примесью (до 20 %) алевролитовых, иногда песчаных зерен кварца или того же размера гальками известняка с кальцитовым цементом. Иногда "икряной" мергель диагонально-слоистый.

Красноцветные неслоистые алевролиты с известковистыми "журавчиками" автор относит к золотым отложениям. По гранулометрическому и минералогическому составу они идентичны современным лёссам.

Кварцевые зерна имеют шероховатую поверхность, иногда встречаются крупные (до 1 мм) прекрасно округленные зерна кварца с матированной поверхностью, характерной для зерен золотого происхождения. Аналогичные породы в каменноугольной меденосной толще Джеккаганской впадины Л.Н. Ботвинкина рассматривала как специфические почвы, сформировавшиеся в аридных условиях.

Слоистые алевролиты и мелкозернистые песчаники переотложены водами временных равнинных рек и озер. К озерным отложениям относятся также массивные и узловатые мергели. Горизонтальнослоистые разности алевролитов и песчаников как озерные, так и пойменные, а микрокосослоистые — преимущественно пойменные.

К русловым фациям рек принадлежат крупнокосослоистые песчаники. "Икрыные" мергели, по мнению В.С. Мелещенко, представляют собой продукт переотложения неслоистых алевролитов и образуются за счет концентрации окатанных карбонатных стяжений — "журавчиков" при выносе алевролитового материала. Иногда они также косослоистые.

Таким образом, ритмичность строения кунгусской формации объясняется чередованием в разрезе отложений золотых, временных потоков и периодически пересыхавших мелких пресноводных озер, в которых обитали кистеперые и двоякодышащие рыбы. Временами озера засолялись, происходила садка доломита и иногда гипса.

Джеккаганская красноцветная алевроито-песчаная формация среднего — верхнего карбона включает джеккаганскую и вышележащую жиделисайскую свиты. Джеккаганская свита складывается красно- и сероцветными песчаниками (последние только на месторождении Джеккаган), чередующимися с красноцветными алевролитами и подчиненными аргиллитами, имеются прослой конгломератов. Мощность 70—1100 м. Жиделисайская свита представлена красноцветными алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, вверху линзы гипса и каменной соли. Мощность до 700 м.

По И.П. Дружинину [37], в джеккаганской формации намечаются три "макроцикла": один соответствует джеккаганской свите и два отвечают жиделисайской. "Макроцикл" джеккаганской свиты включает шесть "мезоциклов", соответствующих горизонтам, а каждый "мезоцикл" состоит из 3—5 "циклов" (ритмов) мощностью от 6 до 34 м. В основании каждого ритма (часто с размывом на нижележащих породах) залегают конгломераты и (или) песчаники, выше — алевролиты и (не всегда) аргиллиты. Все ритмы представлены главным образом регрессивными рядами фаций (внизу лагунные, может быть, озерные и дельтовые отложения; вверху появляются образования такыров, почвы, подпочвы). И вся формация в целом имеет регрессивную направленность развития (начиная с регрессии таскудукского моря к господству все более континентальных условий в жиделисайское время).

Аксаутская формация нижней перми Передового хребта Кавказа [92] мощностью до 600—1200 м складывается мощными (до 100 м и более) пачками красноцветных песчаников или алевролитов, а на р. Белой и паттумов, чередующихся с пачками ритмично переслаивающихся песча-

ников и алевролитов. Алевролиты составляют почти половину мощности формации, около 43 % — песчаники, до 7 — паттумы, остальные типы пород (конгломераты, гравелиты, аргиллиты и доломиты) носят крайне подчиненный характер.

Песчаники, алевролиты и гравелиты аксаутской и тебердинской формаций перми Кавказа по составу кварцево-аркозовые, полевошпатово-кварцевые, кварцево- и аркозово-литические, с обломками кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, реже эффузивов и кварцитов.

Паттумами именуется породы, в которых обломочный материал разных гранулометрических классов, в том числе грубообломочный, перемешан примерно в равных пропорциях. В аксаутской формации иногда встречаются довольно мощные пачки паттумов и конгломератов с гальками кварца, гранитоидов, сланцев, кремнистых пород, песчаников, аргиллитов.

Типы ритмов аксаутской формации в бассейнах рек Аксаут и Белой несколько различны. На р. Аксаут в разрезе формации прослеживаются два макроритма регрессивного строения. Нижний мощностью 197 м начинается пачкой алевролитов (59 м), сменяющейся выше пачкой переслаивающихся песчаников и алевролитов (93 м), на которой залегает пачка песчаников (40 м), и завершается маломощной (5 м) пачкой неслоистого алевролита. В основании верхнего макроритма (доступная наблюдению мощность 243 м) также лежит алевролитовая пачка (103 м), выше идет пачка алевролитов с прослоями песчаников (60 м), а сверху пачка песчаников (90 м).

В алевролитовых пачках ритмы также регрессивного строения типа: темно-серый слоистый алевролит → красноцветный слоистый алевролит → красноцветный неслоистый алевролит. В пачках переслаивания возможны ритмы: красноцветный слоистый алевролит → песчаник (мощность до 10–15 м), иногда красноцветный слоистый алевролит → косослоистый песчаник → красноцветный слоистый алевролит → красноцветный неслоистый алевролит.

На р. Белой между д. Гузерибль и кордоном Лагерный в разрезе аксаутской формации прослеживаются четыре трансгрессивных макроритма (снизу вверх):

I. Пачка переслаивающихся конгломератов, песчаников и алевролитов (выше 58 м, основание пачки не вскрыто) → пачка песчаников (24 м) → пачка переслаивающихся песчаников и алевролитов (44 м); мощность макроритма свыше 126 м.

II. Пачка песчаников (29 м) → пачка переслаивания песчаников и алевролитов (69 м); мощность макроритма 98 м;

III. Пачка песчаников (100 м) → пачка алевролитов (120 м); мощность макроритма 220 м;

IV. Пачка паттумов (92 м) → пачка переслаивания песчаников и алевролитов (35 м); мощность макроритма 127 м.

В нижней пачке первого макроритма чередуются ритмы конгломерат → алевролит (средняя мощность ритмов 7 м) с ритмами песчаник → алевролит (3–11 м). В пачках переслаивания отмечаются ритмы типа

красноцветный песчаник → красноцветный алевролит (иногда не красноцветный аркозовый песчаник → красноцветный песчаник → красноцветный алевролит) мощностью от 1,5 до 29 м.

Ритмичность обусловлена чередованием русловых и пойменно-озерных фаций, изредка пойменных и эоловых (?) отложений (неслоистые алевролиты). Вообще ритмичность красноцветных алевроито-песчаных формаций может быть связана с блужданием водных потоков по аллювиальной равнине, и с чередованием засушливых и более влажных периодов (расширение и сокращение озер, колебания объема выносимого водными потоками обломочного материала).

Красноцветные алевроито-песчаные формации накапливались в межгорных впадинах (и во внутренних впадинах областей активизации) при сравнительно расчлененном рельефе областей сноса, которые все же относительно пенебленизированы по сравнению со временем формирования молассоидов, или на большем удалении от областей питания. Относительная пенебленизация областей питания при накоплении, например, аксаутской формации в сопоставлении с подстилающими и перекрывающими ее молассоидами подтверждается кроме более тонкообломочного ее состава упорядоченностью распределения химических элементов по типам пород, более высокими значениями коэффициента концентрации элементов [90, 92].

Для красноцветных континентальных алевроито-песчаных формаций характерны господство континентальных фаций, ритмичность, обусловленная чередованием русловых и пойменно-озерных, а иногда аллювиальных и эоловых фаций. В джезказганской формации ряд авторов предполагает присутствие также лагунных и дельтовых отложений.

С красноцветными алевроито-песчаными формациями иногда связана промышленная меденосность. В формациях этого типа, имеющих регрессивное строение, в дельтовых фациях развиты медистые песчаники джезказганского типа (известные Джезказганское, Удоканское и другие месторождения). На месторождении Джезказган в сероцветных лагунных (?) и дельтовых песчаниках развито медное и отчасти свинцово-цинковое оруденение. В нижних горизонтах преобладают пластообразные рудные тела, выше рудные залежи довольно узкие и извилистые, лентообразные и полосовидные, что связано с изменениями формы тел серых рудоносных песчаников.

По мнению Ю.В. Богданова, И.П. Дружинина, В.Д. Шутова и других, в седиментационную стадию не образовывалось промышленных осадочных концентраций металлов, накапливались лишь красноцветные отложения с повышенным содержанием карбонатных соединений меди, включающие прослойки водонепроницаемых обломочных пород, обогащенных органическим веществом, в которых происходило интенсивное диагенетическое рудообразование за счет миграции меденосных поровых растворов из тонкообломочных отложений в грубообломочные при их гравитационном уплотнении и литификации и осаждения меди на геохимических барьерах, которые имелись в более грубообломочных отложениях.

Медепроявления другого типа отмечаются в красноцветных алевритопесчаных формациях девона Минусинских впадин. Меденосность здесь связана с сероцветными старично-озерными фациями, подчиненными красноцветным аллювиальным. Поэтому медистые песчаники могут быть отнесены здесь к особому, таштыпскому, типу. Довольно многочисленны медепроявления в толочковской формации эйфеля в нижнем течении р. Таштып на юго-западе Минусинской впадины. Наибольшее среднее содержание меди наблюдается в серовато-зеленых горизонтально-слоистых алевролитах (2,9, максимум более 10%), меньшее (в среднем 0,2–0,5%) – в сероцветных песчаниках, аргиллитах, мергелях. Из рудных минералов наиболее распространены халькозин, борнит, малахит, азурит. Промышленное значение медепроявлений не доказано. Во всяком случае на участке от д. Чиланы до с. Усть-Таштып по правому берегу р. Таштып мощность толочковской формации около 1900 м, 6,7% ее разреза – сероцветные пласты, на 1000 м разреза приходится 45 сероцветных пластов и половина из них с медным оруденением.

По нашим данным, все типы пород толочковской формации обеднены стронцием и обогащены хромом, медью и цинком, в меньшей степени кобальтом и никелем, т.е. элементами, связанными преимущественно с основными магматическими породами, роль которых в областях питания явно была значительной.

Напротив, в красноцветных песчаниках живетской толтаковской свиты по сравнению с красноцветными толочковскими песчаниками понижены содержания меди, цинка, никеля, кобальта и хрома. Пониженный геохимический фон меди в живетской абаканской красноцветной алевритопесчаной формации соответствует относительной редкости ее рудопроявлений. Зато в толтаковской свите известно рудопроявление железа, вообще не характерное для красноцветных алевритопесчаных формаций.

Казановское рудопроявление железа на северо-западном борту Минусинской впадины приурочено к базальным слоям толтаковской свиты, залегающей на сильно ожелезненных быскарских порфиридах. Гематитовые руды (прослои 0,1–0,3 м) явно подчинены ритмичности осадконакопления, чередуясь с песчано-гравийно-галечной породой. В рудах содержится до 50% железа. Ритмы делювиально-озерные и делювиально-аллювиально-озерные. Железные руды озерные. Образовались они за счет размыва подстилающих быскарских порфиритов.

Местами красноцветные алевритопесчаные формации соленосны (Тузтагское месторождение в Туве).

Молассовая формация – одна из немногих, имеющих длительную историю изучения. Уже в XIV в. в разговорной речи в Савойе и Французской Швейцарии молассами называли сравнительно мягкие известковистые песчаники. В XVIII в. этот термин ввел в естественнонаучную литературу Н. Соссюр. Геологи начали употреблять этот термин как синоним альпийского миоцена. Уже в 1825 г. Б. Штудер опубликовал "Монографию молассы". Позднее название "моласса" было распространено на отложения разного возраста. В конце XIX в. М. Бертран [94] рассматри-

вал уже молассы как самостоятельную формацию, накопление которой завершает каждый из разновозрастных тектонических циклов.

В последнее время термин "моласса" нередко понимается излишне широко. Так, В.И. Попов [55, 56] назвал молассами все наземные терригенные отложения, в то же время выделяя из состава молассовых формаций лагунные и морские терригенные шлировые формации. Согласиться с таким подразделением нельзя, так как в типичных разрезах молассы континентальные и морские толщи неоднократно чередуются. Неправильно употреблен и термин "шлир", так как в Альпах шлиром называют голубые слюдистые глубоководные мергели, слагающие низы виндабонского яруса Верхней Австрии между Зальцбургом и Линцем.

Сам В.И. Попов различал [56] платформенные молассовидные формации и орогенные — собственно молассы, а среди последних "окраинные" — "молассы альпийского типа" и "внутриконтинентальные" — сероцветные "молассы ангарского типа", а также красноцветные "гобийского типа". "Внутриконтинентальные молассы" В.И. Попова названы Л.Б. Рухиным [62] молассоидами и описываются нами ниже под этим названием. Таким образом, к молассовой формации принадлежат лишь "молассы альпийского типа". Молассы теперь определяют как мощные обломочные накопления краевых прогибов [93; Ф.Б. Ван-Хоутен, 1973 г., и др.].

Однако и доныне бытует расширенное понимание термина "моласса". О.А. Мазарович [50] различает "интрагеосинклинальные молассы" — орогенные формации в полициклических геосинклинальных системах; "эпигеосинклинальные молассы" — собственно молассы, но к ним же, на наш взгляд, ошибочно им отнесены типично геосинклинальные силурийские формации Центрального Казахстана; "антеплатформенные" и "эпиформенные" молассы, точнее, молассоиды и "катаплатформенные молассы" ранней стадии развития платформенного чехла. С этими представлениями О.А. Мазаровича согласиться невозможно, так как термин "моласса" у него становится почти что синонимом понятия "орогенные формации".

В советской литературе распространилась также тенденция подразделять молассовую формацию на "нижнемолассовую" (шлировую, или субмолассовую) и "верхнемолассовую". Однако принципы такого подразделения у разных авторов различны. По В.Е. Хаину [78], нижнемолассовая формация морская и лагунная; по И.В. Хворовой [1961 г.], характеризуется сочетанием толщ грубообломочных и флишевого типа; по О.С. Вялову [20], пестроцветная гипсоносная и соленосная и т.д. Вообще любое подобное подразделение имеет лишь местное, региональное, значение и неприменимо в качестве универсального, так как не всегда "морская моласса" подстилает континентальную и т.п. Поэтому правильнее сохранить единую молассовую формацию, подразделив ее на ряд подформаций.

Молассовые формации слагаются сероцветными или красноцветными конгломератами, песчаниками, глинами, мергелями. Характерны крупная ритмичность, неправильное наложение пород. Мощные толщи конгло-

мератов развиты близ гор, по мере удаления от которых конгломераты замещаются песчаниками, а затем мергелями и глинами (с пачками песчаников и иногда конгломератов), при этом мощности резко уменьшаются. Фации — континентальные, лагунные и мелководно-морские, обычно чередующиеся между собой (параличские толщи).

Различаются следующие подформации молассовой формации: а) параличская; б) континентальная красноцветная; в) морская сероцветная; г) угленосная; д) соленосная.

На территории СССР к молассовым формациям отнесены протерозойские в Прибайкалье и Криворожье, верхнепротерозойско-кембрийские на Урале, в Енисейском крае, Прибайкалье, Аргунском и Бурейском массивах; каменноугольные в Северо-Букантауской зоне Южного Тянь-Шаня и в Обь-Зайсанской области; пермско-триасовые в Предуральском прогибе, на Северном Памире и Бурейском массиве; триасово-среднеюрская в Приверхоянском прогибе; верхнеюрско-нижнемеловые в прогибах на Колымском и Омолонском массивах; меловые в Охотско-Корякской системе и в Крыму; олигоцен-неогеновые и неогеновые в Предкарпатском, Предкавказском, Прикопетдагском, Олюторском, Большеречком прогибах и на Северном Сахалине.

Молассовые формации заполняют краевые прогибы, закладывающиеся при замыкании геосинклинальных систем на границе последних с платформами или со срединными массивами. Иногда молассовые формации перекрываются или латерально замещаются угленосными параличскими (карагандинского типа) формациями. Изредка парагенетически связаны с андезитовыми, андезито-базальтовыми и липарит-базальтовыми формациями.

Формационные тела вытянутые, в поперечном направлении резко асимметричные; близ гористых областей сноса мощности несколько тысяч метров, по мере удаления от них резко сокращаются до нескольких сотен метров (рис. 28).

Поскольку, как указывалось выше, молассовые формации, выделяемые на территории СССР, необходимо сравнивать в первую очередь с альпийской молассой, кратко охарактеризуем литотип этой формации — швейцарскую олигоцен-неогеновую молассу. Последняя подразделяется на четыре части (снизу вверх): рюпельская "нижняя морская моласса" — мергели с прослоями песчаников, конгломераты ("нагельфлю" Риги); хатт-аквитанская "пресноводная нижняя моласса" — "нагельфлю", песчаники, пестрые мергели; бурдигал-гельветская "верхняя морская моласса" — раковинные песчаники, мергели, "глауконитовая моласса"; тортон-понтская "пресноводная верхняя моласса" — песчаники, мергели, пресноводные угленосные известняки с прослоями бентонитов, конгломераты.

В пресноводной молассе четко выражена [Bersier A., 1950 г., 1959 г.; Naprstek V., 1972 г.] ритмичность: глубокие русла с крутыми склонами, эрозионные борозды и русла заполняются крупнозернистыми часто косо-слоистыми песчаниками, которые сменяются кверху мелкозернистыми песчаниками, алевритами, затем аргиллитами и глинами, слоистость

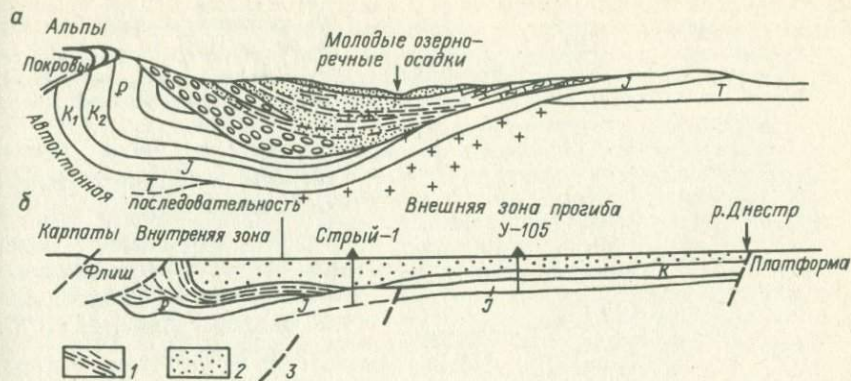


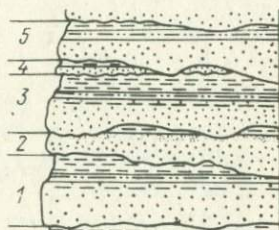
Рис. 28. Поперечные профили моласс.

а — предальпийских, по С.Н. Бубнову; *б* — предкарпатских по линии Николаев — Стрый — Сколе, по Д.В. Гуржию [34].

1 — поляницкая и воротыщенская серии; 2 — гельвет, тортон и нижний сармат; 3 — разломы.

Рис. 29. Схема ритмичности аквитанской молассы. По А. Берсье [93].

Условные обозначения см. на рис. 21. Цифры — номера ритмов.



в них параллельная, местами с хорошо развитой рябью, в глинистых горизонтах часто ламинарная; в наиболее полных ритмах хаттской молассы выше залегают глинистые известняки, затем идут озерные известняки с прослоями угля (рис. 29, 30). Ритмичность лучше всего проявляется в аквитанской молассе (ритмичность того же типа отмечается и в верхней пресноводной молассе) и постепенно исчезает в морской молассе. Слои песчаников мощностью в несколько метров по простираению обычно выклиниваются через несколько десятков метров, мергели переходят в алевролиты, но более выдержанны. Маркирующими горизонтами в хаттской молассе становятся слои пресноводных известняков и углей.

Конгломераты — "нагельфлю" — окаймляют окраину Альп, где слагают 75—85 % мощности разреза; в осевой части бассейна они сменяются песчаниками, а содержание глины увеличивается в направлении Юрских гор (см. рис. 28, *а*).

Среди конгломератов А. Гейм [1919 г.] и другие различали две основные разновидности: "известковый нагельфлю" (гальки известняков, доломитов, песчаников, кремней) и "пестрый" (с гальками гранитов,

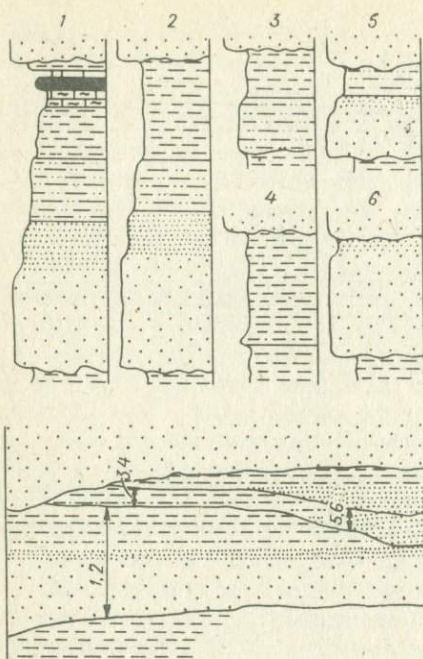


Рис. 30. Типы ритмов хаттской и аквитанской молассы. По А. Берсье [1959 г.]

Усл. обозначения см. на рис. 21. Цифры — номера ритмов.

гнейсов, вулканитов, кристаллических сланцев и др.). Первый преобладает в нижних молассах, второй в верхних. Гальки и валуны хорошо окатаны, размером до 70 см и даже до 2 м.

Песчаники преимущественно сероцветные, обычно средне- и мелкозернистые, известняковые (из зерен кварца, кремней, известняка) или "гранитовые" — аркозовые. Характерна специфическая "незрелость" обломочного материала.

На расстоянии около 40 км от Альп "нагельфлю" исчезают, песчаники редки, преобладают пестрые мергели, прослой (около 2, изредка до 20 м) озерных известняков тонкослоистых, глинистых, плотных, массивных или узловатых, часто битуминозных, изредка кремнистых.

Пласты угля многочисленны, но маломощные, быстро выклинивающиеся, угли — бурые. А. Гейм различал аллохтонные и автохтонные угли. Первые образуют небольшие гнезда из принесенного растительного материала, вторые сформировались на месте, слагают пласты мощностью 20—40, изредка 50—60 см с высоким содержанием золы (12—30% и больше).

Как указывалось выше, в разрезе швейцарской молассы чередуются континентальные, мелководно-морские и лагунные фации. "Морская моласса" содержит остатки солоноватоводных моллюсков и рыб. Континентальные фации разнообразны: "нагельфлю", как указывал Д.В. Наливкин [1956 г.], образуют крупные конусы выноса, накопившиеся на равнине у подножия гор; цикличность строения песчано-глинистой пресноводной молассы объясняется [Bersier A., 1959 г.] блужданием русел горных рек по аллювиальной равнине; в континентальных отложениях встречаются скопления костей наземных животных, остатки растений, прослой озерных известняков переполнены раковинами пресноводных моллюсков и остракод; "автохтонные" залежи угля — болотные фации.

Сравним с альпийской молассой одну из характернейших на территории СССР неогеновую молассовую формацию Предкарпатского прогиба [20, 34 и др.]. Для

последней, как указывает Д.В. Гуржий [34], характерны большие мощности (5 – 7 км), преобладание песчано-глинистых осадков, повторение маломощных прослоев плохо отсортированных, часто косослоистых песчаников, местами ассоциированных с конгломератами; полифациальный состав, постепенное изменение фаций по простиранию и в вертикальном разрезе.

В основании разреза карпатских моласс с размывом на менилитовой серии залегают [20, 34] полинижняя серия аквитана и воротыщенская бурдигала, сложенные серыми глинами, в воротыщенской серии гипсоносными и соленосными, с прослоями серых песчаников, слоями или линзами "экзотических конгломератов, частично замещающимися толщами слободских и трускавецких конгломератов. Выше с размывом лежат гельветские стебницкая и баличская серии. Стебницкая серия состоит из пестроцветных сильно-известковистых глин с прослоями песчаников, алевролитов, гилса и каменной соли, а баличская серия – сероцветная песчано-глинистая. На последней с видимым согласием во внутренней зоне прогиба и на верхнемеловых отложениях внешней зоны залегают также песчано-глинистая с остатками морских моллюсков нижнетортонская богородчанская свита, перекрывающаяся гипсами и ангидритами тирасской свиты и залегающей на ней мощной галичской серии верхнего тортон – нижнего сармата, слагающейся сероцветными известковистыми глинами с прослоями и пачками песчаников и алевролитов, местами и с мощными конгломератами (пистыньскими), а иногда и с угленосными пачками.

О.С. Вялов [20] объединяет бурдигальские и гельветские отложения Предкарпатского прогиба в "нижнюю молассу", развитую только во внутренней зоне прогиба, а тортонские и нижнесарматские – в "верхнюю молассу", распространенную как во внешней, так и во внутренней зонах.

Конгломераты предкарпатской молассы содержат как обломки пород местного происхождения, так и экзотический материал [34]. В слободских и трускавецких конгломератах преобладают обломки зеленых хлоритовых сланцев, распространены также обломки карбонатных пород, песчаников, кварцитов, кремней, аргиллитов. В пистыньских конгломератах господствуют обломки пород карпатского флиша, есть обломки гранитоидов и др.

Песчаники и алевролиты преимущественно кварцево-литические и олигомиктовые, существенно кварцевые; примесь зерен полевого шпата в них незначительна [34]. Кварцево-литические разности песчаников содержат обломки кварцитов, известняков и глинистых пород.

Глины обычно алевролитистые, иногда песчанистые, сильно известковистые, по составу каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистые [34].

Условия образования карпатской молассы [34], как и альпийской, разнообразны: аквитан-нижнебурдигальские, ниже- и верхнетортонские отложения – мелководно-морские; бурдигальские, гельветские отложения и гипсово-ангидритовый горизонт низов верхнего тортон – лагунные (соленаккумуляция происходила в мелких лагунах и озерах, слободские и трускавецкие конгломераты прибрежно-лагунные); континентальные фации отмечены в верхнетортонских и нижнесарматских отложениях; локально во внешней зоне прогиба распространены прибрежно-лагунные угленосные фации. Широко развиты текстуры крайнего мелководья и временного осушения: следы птиц, животных, капель дождя, а также волноприбойные знаки, гиероглифы течений, косая слоистость и т.д.

Верхнедокембрийская ашинская моласса Урала, по данным Ю.Р. Беккера [7], имеет ряд особенностей, сближающих ее с типичной альпийской молассой. Это – мощная песчано-глинистая толща с конгломератами в основании и с горизонтом внутриформационных куркураукских конгломератов. Как и в альпийской молас-

се, по данным глубокого бурения в Предуральском прогибе конгломераты замещаются более тонкообломочными породами по мере удаления от горной суши. В нижеашинских отложениях отмечается ритмичность, выражающаяся в чередовании песчаников и алевропелитов. Песчаники полевошпатово-кварцевые и кварцево-аркозовые. Глинистый материал алевропелитов гидрослюдистый. В конгломератах преобладают обломки мергелей, алевролитов, кремней, развитых в докембрийских отложениях Башкирского антиклинория. Гальки и валуны сравнительно плохо окатаны.

Текстуры ашинских пород вполне типичны для моласс: знаки ряби, гиероглифы, косяя слоистость как диагональная русловая, так и S-образная, мульдообразная и др. В основании разреза залегают пролювиальные толщи, которые сменяются, судя по характеру косяей слоистости и гранулометрии, аллювиальными, а затем, по видимому, морскими отложениями. Затем вновь временными потоками с восточной суши выносятся галечный материал. Таким образом, ашинская моласса, подобно альпийской, является паралической.

В отличие от более молодых моласс с ашинской не связаны соленосность и угленосность, нет достоверных данных о фациальном замещении молассы карбонатными образованиями (последнее, впрочем, не всегда характерно и для кайнозойских моласс).

Таким образом, все типичные молассовые формации накапливались в краевых прогибах, закладываясь при замыкании геосинклинальных областей и систем по границам последних с платформами и крупными срединными массивами, в этапы формирования горного рельефа в складчатых системах на предгорных аллювиальных равнинах и в конусах выноса, в лагунах и мелководно-морских бассейнах, омывавших горные цепи.

С молассовой сероцветной формацией связаны промышленные марганцевые (манганит-пирролюзитовые) месторождения Чиатурской группы в Грузии. Рудоносные отложения слагают нижнюю часть олигоцен-неогеновой молассы, трансгрессивно залегающей на юрских и меловых породах Грузинской глыбы, и подразделяются на три горизонта: подрудный — кварцево-аркозовые пески и песчаники (0–50 м); рудный — окисные, карбонатные и окисленные руды марганца, переслаивающиеся с аркозовыми песчаниками, алевролитами и глинами (от 1–7 до 9–10 м); надрудный — спонголитовые песчаники и глины с маломощными прослоями карбонатных и окисленных руд (от 10–20 до 70–80 м). Руды оолитовые, прослоями массивные, кусковатые.

К западу от Чиатурского месторождения найдено марганцевое месторождение в Квирильской депрессии, где мощность олигоценовых отложений больше (до 250 м по сравнению со 100 м в Чиатуре), а продуктивный горизонт подстилается пачкой опок и опоковидных алевролитов и песчаников, перекрывается спонголитами, опоковидными песчаниками и глинами.

Условия образования этих месторождений трактуются неоднозначно. Не вызывает сомнений, что концентрации марганца первично-осадочные, сформировавшиеся в мелководной части морского бассейна, захватившего окраину срединного массива, но первичным источником марганца, по мнению Д.Г. Сапожникова, является подток вод из глубин морского бассейна; по представлениям Г.С. Дзоценидзе, гидротермальные раство-

ры, поступавшие в морскую воду, а по мнению В.Р. Надирадзе, метеорная пыль. По более ранним представлениям, бытующим и ныне, вынос марганца происходил за счет размыва юрских и более молодых вулканогенных и других образований и сформировавшихся на них кор выветривания.

С молассовыми формациями связаны месторождения типа "медистых конгломератов", золотоносные и платиноносные россыпи. Гипсы и каменная соль присутствуют в терригенных и глинистых породах почти по всему разрезу предкарпатской молассы (до тортона). В каменной соли до 20–25 % терригенного материала. В воротыщенской серии среди соленосных и гипсоносных глин линзы калийных солей мощностью от 20–30 до 100–150, иногда до 180–240 м. В кровле и подошве линз – каменная соль с прослоями полигалита; нижний горизонт калийных линз – лангбейнит-каинитовая порода; в вышележащих горизонтах в разных сочетаниях сильвинит, карналлит, каинит, лангбейнит и др. [34]. Преобладает горизонтальная слоистость, обычно частое переслаивание чистой соли и терригенного материала.

В галицкой серии Прикарпатья имеются три пласта бурых углей с максимальной мощностью до 0,5–0,7 м. Угли переходные от бурых к длиннопламенным, зольность 10–20 % [26].

Кроме калийных солей, запасы которых оцениваются в несколько миллиардов тонн, с предкарпатской молассой связана нефтегазоносность, в воротыщенской серии обнаружены залежи озокерита, самородная сера, полиметаллические свинцово-цинковые рудопроявления, медная минерализация и др. В Прикарпатском бассейне около 20 месторождений самородной серы.

Экзогенные месторождения серы образуются эпигенетически за счет ангидрита и гипса в результате бактериальной сульфатредукции, последующего окисления сероводорода и отложения серы вместе с вторичным кальцитом.

Молассоидная формация выделена в 1952 г. Л.Б. Рухиным. Сложена мелко- и крупногалечными, отчасти и валунными конгломератами из обломков пород близлежащих горных областей, а также песчаниками и гравелитами плохо сортированными, преимущественно полимиктовыми и аркозовыми. Характерны внутренние размывы, грубая ритмичность, косая слоистость. Это – отложения конусов выноса и рек предгорий. Описываемая формация имеет следующие подформации: а) красноцветную полимиктовую; б) аркозовую; в) сероцветную полимиктовую; г) угленосную; д) соленосную.

Протерозойская молассоидная формация выделена в Карелии; верхнепротерозойско (?)-нижнекембрийская в Прибайкалье; девонские в Алтае-Саянской и Центральноказахстанской областях; каменноугольные в Центральноказахстанской, Джунгаро-Балхашской, Обь-Зайсанской областях и Передовом хребте Кавказа; пермские в Южном Тянь-Шане и Передовом хребте Кавказа; юрские в Фергане, Монгольской, Селенгино-Яблоновой системах; меловые в Южном Тянь-Шане, Сихотэ-Алине, на островах Анжу; палеоген-неогеновые в Араксинской и Зайсанской впа-

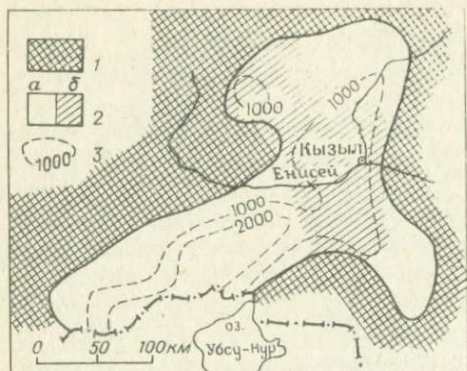


Рис. 31. Палеотектоническая схема Тувинской впадины для позднего девона.

1 — области поднятия; 2 — области развития формаций: а — молассоидной, б — сероцветной известково-песчано-алевритовой; 3 — изопакиты, м.

динах, на Памире, в Южном Тянь-Шане, Алтае-Саянской и Центрально-казахстанской областях, Чукотской, Охотско-Корякской, Курило-Камчатской системах.

В формационных рядах молассоидные формации подстилаются разнообразными формациями, так как обычно начинают малые формационные ряды. По латерали замещаются красноцветными континентальными алеврито-песчаными, платформенными сероцветными континентальными глинисто-песчаными и другими формациями; перекрываются красноцветными континентальными алеврито-песчаными, сероцветными известняково-терригенными, известняковыми (салаирского типа), кремнисто-известняково-доломитовыми и др.

В отличие от молассовых молассоидные формации часто образуют тела грубо симметричного строения (рис. 31), представлены континентальными фациями, не переходят по латерали в глинистые и мергельные толщи. Мощность их от нескольких сотен до нескольких тысяч метров.

В качестве примера рассмотрим красноцветную полимиктовую молассоидную медвежьинскую формацию перми Передового хребта Кавказа [92]. Мощность формации до 2500 м; в разрезе ее выделяют киньрадскую (внизу) и гималдыкскую свиты сходного состава. Главные члены формации — красноцветные конгломераты, валунные и галечные, патумы и средне-крупнозернистые песчаники; второстепенные — пестроцветные неслоистые и горизонтально-слоистые алевролиты и мелкозернистые песчаники, гравелиты и вулканогенные породы. Конгломераты местами образуют мощные (сотни метров) монотонные пачки, а местами (особенно в разрезе киньрадской свиты по р. Бол. Лаба выше д. Рожкао) ритмично чередуются с более тонкообломочными породами. Гальки и валуны в конгломератах различной окатанности, от изометричных до уплощенных, в их составе гранитоиды, вулканогенные и кремнистые породы, зеленые сланцы, песчаники, алевролиты, кварц (редко), кварцит и др.

Песчаники, гравелиты и алевролиты медвежьинской формации по составу разнообразны: аркозово-литические, кварцево-аркозовые, полевошпатово-кварцевые, кварцево-литические, с обломками сланцев, эффузивов, алевролитов. В песчаниках часто наблюдается крупная диагональная слоистость руслового типа.

В разрезе киньрадской свиты на р. Бол. Лаба развиты маломощные (от 0,4 — 0,6 до 1—1,5 м) трансгрессивные двучленные [конгломерат (гравелит) → песчаник] или трехчленные ритмы [конгломерат валунно-галечный → конгломерат

мелкогалечный (гравелит) → песчаник]. Отдельные ритмы на р. Теберда имеют мощность до нескольких десятков метров.

Ритмичность формации чаще связана с чередованием пролювиальных и аллювиально-озерных фаций. Мощные конгломераты здесь преимущественно пролювиальные; диагональнослоистые песчаники, гравелиты, возможно, часть конгломератов русловые; горизонтальнослоистые алевролиты и песчаники пойменно-озерные. Преобладание горизонтальной слоистости в разрезе кызылчадской свиты на р. Бол. Лаба позволяет предполагать распространение среди старично-озерных фаций как тонко-, так и грубообломочных пород.

Хорошим примером аркозовой молассоидной формации является среднедонская карымовская Рыбинской и Кемчутской впадин Алтае-Саянской области. Наиболее полный разрез формации (мощностью до 1500 м) описан автором по профилю колонковых скважин у д. Карымова (снизу вверх): 1) алевролиты красновато-коричневые тонкоплитчатые и мелкозернистые песчаники, чередующиеся с пластами и пачками (0,6–8,5 м) средне-крупнозернистых аркозовых песчаников (220 м); 2) песчаники средне-крупнозернистые и гравелиты аркозовые, розовато-серые и розовые, с прослоями (0,1–4,8 м) коричневого и зеленого алевролита (300 м); 3) конгломераты мелко-среднегалечные, гравелиты и средне-крупнозернистые аркозовые песчаники (до 580 м); 4) переслаивание алевролитов коричневых, неслоистых и волнистослоистых, средне-крупнозернистых аркозовых песчаников и мелкогалечных конгломератов (до 400 м).

К западу и к востоку мощность формации сокращается до первых сотен метров. На востоке Рыбинской впадины, в бассейне р. Кан, развита особая "пеновская градация" карымовской формации: коричневатокрасные тонкоплитчатые алевролиты (до 3/4 мощности) с прослоями (0,2–3 м) песчаников аркозовых, мелко-среднезернистых, розовых, розовато- и зеленовато-серых, горизонтально- и косослоистых, иногда со следами оползания.

Ритмы молассоидной карымовской формации обычно трансгрессивные дву-членные: конгломерат (гравелит) → песчаник (алевролит); песчаник → алевролит; песчаник средне-крупнозернистый → песчаник мелкозернистый. Подчинены трехчленные трансгрессивные ритмы: конгломерат → гравелит → песчаник; конгломерат (гравелит) → песчаник → алевролит; гравелит → песчаник → аргиллит – или трансгрессивно-регрессивные ритмы: конгломерат → песчаник → гравелит; конгломерат → алевролит → песчаник (гравелит); песчаник средне-крупнозернистый → алевролит → песчаник мелкозернистый (рис. 32). Очень редко отмечаются более сложные многочленные ритмы: конгломерат → песчаник → алевролит → гравелит или гравелит → песчаник среднезернистый → песчаник мелкозернистый → алевролит → песчаник мелкозернистый. Ритмы формации преимущественно аллювиальные, обусловленные чередованием русловых (конгломераты, косослоистые средне-крупнозернистые песчаники) и пойменно-озерных фаций (мелкозернистые песчаники, алевролиты), в "пеновской градации" – озерные.

Конгломераты карымовской формации сложены полуокатанными и окатанными, изометричными и уплощенными гальками гранитоидов, кварца, кварцита, гнейсов, эффузивов, реже метаморфических сланцев, роговика, известняка.

Гравелиты и средне-крупнозернистые неотсортированные гравелитистые песчаники по составу аркозовые и кварцево-аркозовые (содержат 35–70 % зерен калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов), неслоистые, горизонтальнослоистые (толщина слоев 0,1–1 см) и диагональнослоистые (слойки в косослоистых сериях однонаправленные, прямые, иногда выполаживающиеся к основанию и кровле серии; мощность серий 0,1–0,4 м; наклон слоев 20–35°). На поверхностях напластования иногда видны трещины усыхания (полигонный диаметром до 20–30 см) и асимметричные водные знаки ряби. Местами песчаники "нафаршированы" лепешковидными глиняными гальками.

Тонкозернистые песчаники полевошпатово-кварцевые, сильно слюдяные, тонко-горизонтальнослоистые (слоистость иногда подчеркивается скоплением в отдельных слоях углистого вещества) и тонко-диагональнослоистые (мощность косослоистых серий 1–2 см).

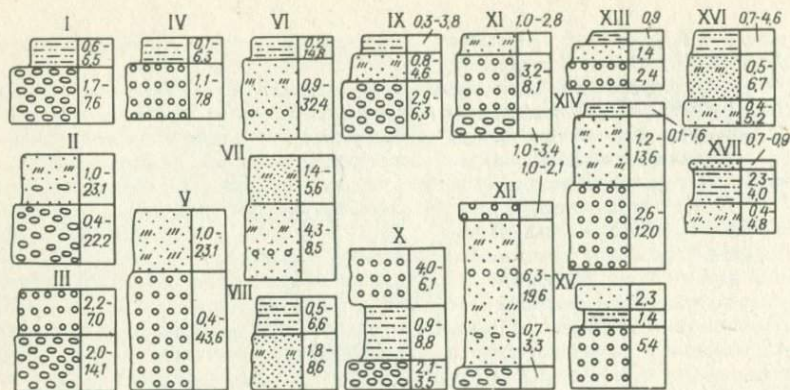


Рис. 32. Типы ритмов в разрезах молассоидной среднедевонской карымовской формации Рыбинской впадины.

Усл. обозначения см. на рис. 21. Цифры — мощность, м.

Алевролиты пестроцветные, волнистослоистые, с песчаными и аргиллитовыми слоями и горизонтальнослоистые, иногда неслоистые, с редкими крупными карбонатными стяжениями. Алевролиты и тонкозернистые песчаники карымовской формации — второстепенные члены, но в краевых частях формационного тела, удаленных от источников сноса (бассейн р. Кан, Кемчугская впадина), они являются главными членами формации наряду с аркозовыми средне-крупнозернистыми песчаниками.

Сероцветные полимиктовые и угленосные подформации молассоидной формации различаются главным образом наличием или отсутствием пластов угля. Поэтому достаточно будет в качестве примера описать средне-верхнекаменноугольную лабинскую угленосную молассоидную формацию Передового хребта Кавказа [92]. В составе ее выделяются (снизу вверх): толстобугорская, малоурупская, каражелмасская и гремучинская свиты. Мощность формации до 1300—1500 м. Толстобугорская свита (C_2) представлена сероцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами с прослоями угля, туфов и лав кварцевых порфиров и кремней (155—550 м). Малоурупская свита (C_2) складывается сероцветными песчаниками, алевролитами, конгломератами с многочисленными прослоями угля (на р. Бод. Лаба свыше 74 прослоев угля, в том числе 17 рабочей мощности), в центральной части прогиба Передового хребта многочисленные прослои кремней и кремнистых пород (80—940 м). Каражелмасская и гремучинская свиты (C_3) представлены крупноритмичночередующимися сероцветными и вверху пестроцветными конгломератами, песчаниками, гравелитами с подчиненными алевролитами и аргиллитами, в каражелмасской свите Бамбак-Киньырчадского грабен-синклиниория залегают пласты угля (100—700 м).

Ритмичность лабинской формации сходна с таковой карымовской, исключение представляют угленосные ритмы и ритмы с кремнистыми породами (последние обычно связаны с песчаниками).

Конгломераты и паттувы лабинской формации содержат обломки кварца, кварцита, гнейса, диорита, эффузивов, аргиллита, кремня и др.

Гравелиты, песчаники и алевролиты кварцево- и аркозово-литические, реже полевошпатово-кварцевые и кварцево-аркозовые, с обломками кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, эффузивов и кварцитов.

Угли гумусовые, каменные (марок Ж, К, ОС, Т) [26]. Пласты неустойчивые, мощностью 0,45—2,5 м.

В качестве примера соленосной подформации может быть названа средне-

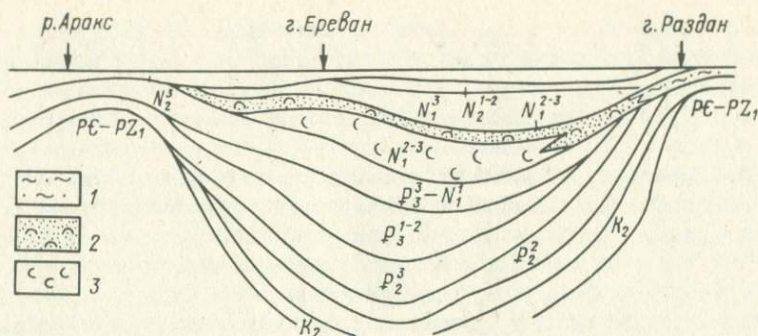


Рис. 33. Литолого-фациальный профиль средне-верхнемиоценовой соленосной молассоидной формации Араксинской впадины. По А.А. Габриеляну [21].

1 — переслаивание песчаников, глин, мергелей и известняков; 2 — гипсоносные глины, песчаники и мергели; 3 — каменная соль с прослоями и пачками глин и песчаников.

верхнемиоценовая формация Араксинской впадины, подробно описанная А.А. Габриеляном [21]. Наиболее полный разрез ее мощностью свыше 1000 м вскрыт Аванской опорной скважиной на северо-восточной окраине г. Еревана. В основании разреза выделяется ангидритовая толща (30–60 м), которую слагают желтовато-серые и бурые глины с прослоями ангидрита; выше согласно залегает соленосная толща (до 900–1000 м), представленная мощными пластами каменной соли, перемежающимися с пачками и пластами серых глин; вверху отмечается гипсоносная толща (мощностью до 300 м), образованная пестроцветными глинами и песчаниками с пластами и линзами (0,5–10 м) гипса, в Джервешском ущелье фациально замещающая соленосную толщу (рис. 33).

В расположенном западнее Октемберянском прогибе разрез и, видимо, стратиграфический объем формации иной: внизу залегает мощная (свыше 2000 м) октемберянская свита, большая (средняя) часть разреза которой сложена в основном песчаниками, а низы и верхи представлены полимиктовыми и туфогенными сероцветными песчаниками, песчанстыми глинами, алевролитами и конгломератами; вверху выделяется маломощная (100–290 м) соленосная свита, в составе которой зеленовато-серые и пестроцветные глины, мергели и песчаники с пластами каменной соли, реже гипса.

В Нахичеванской мульде, по данным Ш.А. Азизбекова [1], средне-верхнемиоценовая соленосная молассоидная формация имеет мощность до 2000 м и представлена пестроцветными разнозернистыми песчаниками, глинами, алевролитами, гравелитами и конгломератами, с пропластками и линзами гипса, иногда с залежами каменной соли мощностью десятки метров. Песчаники в Нахичеванской мульде по составу кварцево- и аркозово-литические, с обломками порфиритов, туфов, кварцитов, аргиллитов, известняков и доломитов. Глины алевролиты и песчанстые, известковистые и заглисованные.

В молассоидной формации неогена межгорных впадин Тянь-Шаня также часто обособляется соленосная подформация, для которой характерны гипс, присутствующий всюду, глауберит (распространенный очень широко), галит, менее распространенные тенардит и ангидрит [38]. Поэтому А.А. Иванов выделил здесь особую галит-глауберитовую формацию. Солеродные бассейны были изолированными. Это — соленые озера, занимавшие часть территории межгорных впадин.

Накапливались молассоидные формации в межгорных и внутренних впадинах в этапы активизации тектонических движений и формирования

горного рельефа в складчатых областях и системах. Представлены пролювиальными и аллювиальными отложениями (соленосные подформации также озерными или лагунными). Ритмичность медвежьинской, карымовской и других сходных с ними формаций объясняется чередованием в разрезе пролювиальных, русловых (диагонально-слоистые средне-крупнозернистые песчаники и гравелиты) и пойменных (тонкослоистые алевролиты и тонкозернистые песчаники) отложений, обусловленных как ритмом тектонических движений в областях сноса и осадконакопления, так и миграцией горных рек по аллювиальной равнине.

Молассоидные формации, как уже указывалось, иногда угленосны или соленосны, кроме того, они бывают фосфоритоносными, включают месторождения "медистых конгломератов", золотоносные и алмазоносные россыпи.

Примером "медистых конгломератов" может служить Печищенская группа месторождений на западе Чебаковско-Балахтинской впадины в Алтае-Саянской складчатой области. Основная медная минерализация этих месторождений приурочена к пачкам конгломератов верхов матаракской свиты эйфеля (?), залегающих на вулканогенных образованиях той же свиты. Первичные рудные минералы — борнит, халькозин и т.д., вторичные — малахит, азурит и др. Оруденение вкрапленное и линзовидно-гнездовое. В верхнематаракской подсвите господствуют пролювиально-делювиальные образования, участвуют также отложения небольших пересыхавших озер, в которых происходила садка барита и целестина. По мнению изучавших эти месторождения М.М. Ипатов и Л.А. Игнатевой, медные минералы содержались в обломках пород, а затем в процессе диагенеза значительная часть меди была переотложена в цемент.

Угленосные и соленосные формации

Орогенные угленосные формации весьма распространены (начиная с карбона) и довольно разнообразны. Типы орогенных угленосных формаций, намеченных ниже, не вполне совпадают с типами формаций, выделенными геологами-угольщиками, в частности потому, что ими нередко принимается весьма сомнительная тектоническая классификация. Например, Г.А. Иванов и др. [51] отнесли тип угленосных формаций передовых (краевых) прогибов к геосинклинальной группе, формацию Минусинского прогиба — к "промежуточной", а формации Канско-Ачинского и Южно-Якутского прогибов — к платформенной (типа внешних активных и особо активных прогибов). Такая классификация, конечно, не может быть принята, так как орогенные формации оказались распределены по всем трем группам (надгруппам) формаций. С другой стороны, Н.И. Погребнов [1975 г.] в своей классификации угленосных бассейнов, правильно отнес угленосные формации Карагандинского и Кузнецкого бассейнов к орогенным, почему-то объединил их с формацией Минусинского бассейна в одну группу "унаследованных". При этом он выделяет особую краевую группу орогенных формаций, а Печорский бассейн без должных оснований считает миогеосинклинальным.

Автор относит к орогенным следующие угленосные формации: лимническую (минусинского типа), накопившуюся в межгорных впадинах; лимническую (черемховского типа), сформировавшуюся в предгорных прогибах; параллическую (карагандинского типа), образовавшуюся в краевых прогибах.

Соленосные формации более характерны для платформенной надгруппы. Кроме соленосных подформаций молассовой и молассоидной формаций к орогенным может быть отнесена лишь терригенно-галогеменная формация.

Угленосная лимническая (минусинского типа) формация выделена Г.А. Ивановым под наименованием "тип промежуточных волновых прогибов" [39]; Л.Б. Рухин назвал этот тип "межгорной угленосной формацией" [62]. Представлена песчано-глинистыми полимиктовыми отложениями ритмичного строения, с большим числом угольных пластов (от нескольких десятков до сотни) небольшой и средней мощности, более или менее выдержанных по простиранию. Угли каменные (марок Д-Т), иногда бурые или антрациты.

Кроме каменноугольно-нижнепермских формаций Минусинских впадин Алтае-Саянской области и межгорных впадин Обь-Зайсанской к данному типу отнесены нижнемеловые формации Чукотской складчатой системы и Охотского вулканогена; мел-неогеновые впадин Ханкайского и Буреинского срединных массивов, а также Сихотэ-Алинской складчатой системы; неогеновые Охотско-Корякской системы.

В формационных рядах они подстилаются пестроцветной карбонатно-терригенно-туффитовой, андезитовой, андезито-базальт-известково-песчано-алевролитовой; по латерали иногда замещаются молассоидными формациями. Формационные тела грубо симметричные, значительной мощности (до 1-4 км).

Литотип — каменноугольно-нижнепермская минусинская формация, которую охарактеризуем подробнее по материалам И.С. Педана и К.Ф. Ампилогова [29]. Отложения ее сохранились от размыва в нескольких изолированных мульдах (Черногорской, Бейской и др.). В наиболее полном разрезе Изыхского месторождения мощность ее достигает 1800 м, не считая размывтой верхней части формации (по оценке Н.Ф. Рябокожа имевшей мощность не менее 1,5-2 км).

Уцелевшая от размыва нижняя часть формации представляет собой довольно монотонное чередование серых и голубовато-серых алевролитов и песчаников (от тонко- до грубозернистых). Сравнительно редко встречаются аргиллиты, то слагающие пачки мощностью до 20-30 м, то образующие прелюдии в почве, кровле и в самих угольных пластах. По всему разрезу прослои (до 1 м) конгломератов и гравелитов, в низах разреза пачки конгломератов мощностью до 10-30 м. Роль конгломератов возрастает по мере приближения к горным областям Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. В верхней части разреза — тонкие (2-10 см) прослои массивных известняков среди аргиллитов и алевролитов. Общая угленасыщенность колеблется от 4,8 до 6,7%. Число пластов угля от 40 до 60, в том числе до 30-40 рабочих. Основные рабочие угольные пласты довольно выдержанные. Более изменчивы угольные пласты как по строению, так и по мощности при приближении к областям сноса. Большинство минусинских углей среднезольные, невысокой степени метаморфизма (марок Д и Г), малосернистые и малофосфористые. Угольные пласты обычно средней мощности (1,3-3,5, иногда до 15-17 м).

Угленосные формации минусинского типа накапливались на межгорных аллювиально-озерных равнинах, среди невысоких глыбовых гор, в областях гумидного климата. Представлены пойменными, пойменно-болотными, озерными и прибрежно-болотными фациями; подчиненное значение имеют русловые отложения (главным образом в низах разреза). Чередование фаций обуславливает цикличность строения разреза.

Угленосная лимническая (черемховского типа) формация выделена Г.А. Ивановым [39] как тип "внешних прогибов" древних платформ; Н.И. Погребнов [1972 г.] именовал ее формацией "краевых пришовных прогибов" древних платформ. Сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с подчиненными конгломератами, гравелитами, углисто-глинистыми сланцами, многочисленными (до 100) пластами угля малой, средней и большой (до 40–60 м) мощности. Пласты угля обычно устойчивые. Угли бурые и (в приразломных участках) каменные. К формациям черемховского типа принадлежат юрские угленосные формации Иркутского, Канско-Ачинского, Южно-Якутского бассейнов. По латерали иногда замещаются платформенными сероцветными континентальными глинисто-песчаными формациями; перекрываются моласоидной или глинистой (платформенного типа).

Строение формационных тел четко ритмичное и резко асимметричное: от гор к приплатформенной части прогиба значительно сокращаются мощности, обломочный материал становится более тонкозернистым. Мощности формаций от 400–700 м до тысяч метров.

За литотип может быть принята угленосная формация Иркутского бассейна (рис. 34), которую охарактеризуем подробнее в основном по материалам П.А. Перкарца, С.М. Ткалича и др. [29].

Большую часть площади бассейна занимают отложения так называемой иркутской "фации" (точнее, градации), подразделяющиеся на три свиты (снизу вверх): 1) верхнелейасовую заларинскую, которую образуют конгломераты либо конгломераты и песчаники, либо песчаники и алевролиты с прослойками конгломератов (от 0–10 до 250, в среднем 50 м); 2) верхнелейасовую черемховскую, представленную песчаниками, меньше алевролитами и аргиллитами, пластами угля (от 1 до 50) мощностью от 5 см до 34 м (мощность свиты от 30–100 до 180–240 м); 3) верхнелейасово-нижнедогтерскую присаянскую свиту, низы которой слагают песчаники с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а верхи – песчаники, мелкогалечные конгломераты, алевролиты, аргиллиты и угли: линзы и пласты (от 1 до 18) мощностью до 0,5–0,6, редко до 1–2,1 м (сохранившаяся от размыва мощность от 0 до 370, в среднем 120 м). Общая мощность до 750 м.

Ближе к оз. Байкал выделяется дабатская (и большереченская) "фация"-градация, представленная переслаивающимися зеленовато-серыми и серыми песчаниками и конгломератами с линзами алевролитов и аргиллитов, которым подчинены тонкие линзочки угля. На побережье оз. Байкал развита градация байкальских конгломератов с маломощными (до 15 м) линзами песчаников и с линзочками каменного угля.

Конгломераты в иркутской градации образованы гальками порфиров и лейкократовых гранитов размером 1–6 см; в дабатской градации гальки того же состава размером от 3–6 до 15–30 см; байкальские конгломераты слагаются гальками и валунами (до 0,5–0,6 м) гранитов, эффузивов, гнейсов и других метаморфических пород, заполнитель песчаный полимиктовый.

Песчаники полимиктовые, иногда граувакковые, с обломками изверженных пород, полевошпатово-кварцевые и кварцевые (образовавшиеся при перемыше

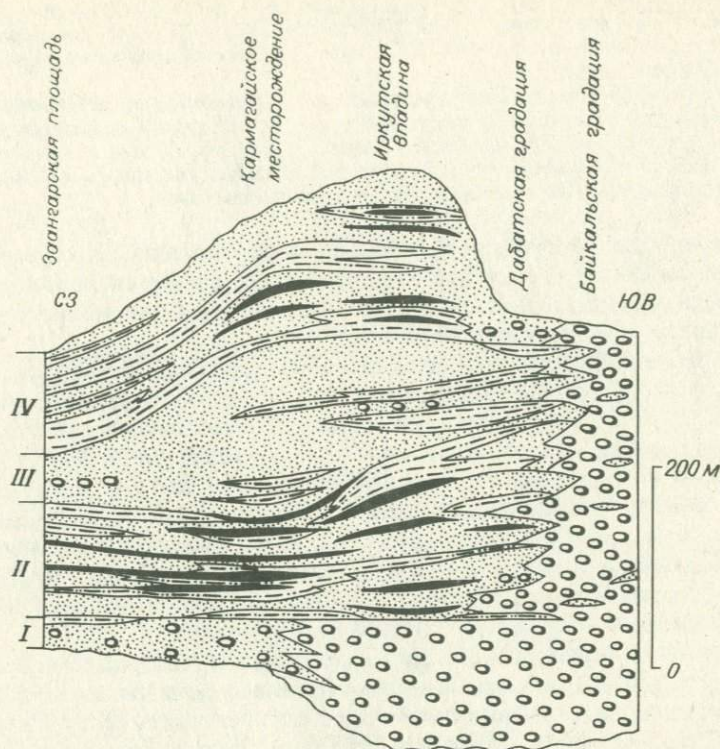


Рис. 34. Литологический профиль угленосной лимонической (черемховского типа) формации Иркутского бассейна. Составил Э.Н. Янов по материалам П.А. Пекарца, С.М. Ткалича и др. [29].

Усл. обозначения см. на рис. 21. I — заларинская свита (J_1); II — черемховская свита (J_1); III—IV — присаянская свита (J_{1-2}); III — иданская подсвита (J_{1-2}); IV — суховская подсвита (J_2).

более древних осадочных пород), горизонтально- и косослоистые, с плохо окатанными и слабо сортированными зернами.

Алевриты по составу сходны с песчаниками, но отличаются от последних большей слюдистостью и углистостью.

Аргиллиты относятся к второстепенным членам формации, по составу они каолинитовые и монтмориллонитовые, с песчинками кварца и чешуйками слюды.

Пласты угля прослеживаются на десятки километров. Рабочие пласты угля к центру формации, как правило, уменьшаются в мощности, выклиниваются или расщепляются на тонкие сближенные пласты. Коэффициент угленосности от 0,9 до 12,8%. Угли гумусовые, реже гумусово-сапропелевые и изредка сапропелевые; петрографический состав их весьма изменчив даже в пределах одного месторождения. В северо-западной части бассейна угли бурые, юго-восточнее каменные — газовые, в направлении Восточного Саяна переходят в типичные каменные угли марок Д и Г. Содержание серы в углях разнообразно, много высокосернистых.

В черемховской свите отмечается ритмичность, выражающаяся в чередовании песчаников, алевритов и углей. Наблюдаются внутриформационные размывы:

например, угольный пласт Главный на бывшем поле Артем II Черемховского месторождения на протяжении 2,5 км прорезан руслом юрской реки шириной около 200 м, заполненным песчаником. Характерно неправильное линзовидное залегание пластов и пачек пород.

В дабатовской и байкальской градациях развиты аллювиальные и пролювиально-аллювиальные отложения. В иркутской градации чередуются отложения речные, озерные и болотные. Больше всего озерных и болотных фаций в черемховской свите (до 20–60 % мощности). С иркутской градацией связаны также месторождения стекольных и формовочных песков, россыпи ильменита.

Угленосная формация Канско-Ачинского бассейна по строению и мощности сходна с иркутской, но основная угленосность связана в ней со среднеюрскими отложениями, причем имеются более мощные угольные пласты, чем в Иркутском бассейне.

В Южно-Якутском бассейне мощность угленосной формации (в состав которой кроме ниже-среднеюрских входят и верхнеюрско-нижнемеловые отложения) в центральной зоне Предстанового прогиба превышает 3 км, в приплатформенной части сокращается до 700–1500 м, а в прогибах Алданского щита — до 400–450 м. Угли гумусовые, каменные, средней степени метаморфизма (марок Ж, КЖ, К, ОС, СС и Т). Сравнительно высокий метаморфизм углей бассейна кроме повышенной (по сравнению с Иркутским и Канско-Ачинским бассейнами) мощности формации объясняется высокой геотермикой данного участка земной коры в мезозое, связанной с активным магматизмом.

Формации черемховского типа накапливались на предгорных аллювиальных равнинах с озерами и болотами в период постконсолидационной активизации, когда в древних складчатых системах Восточного Саяна и Становика вновь формировался горный рельеф и на границах их с Сибирской платформой и Западно-Сибирской квазиплатформой заложилась предгорные прогибы.

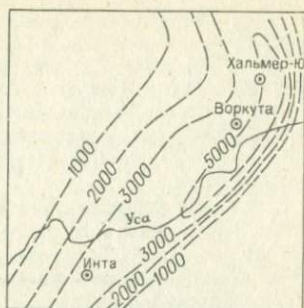
Угленосная параличская (карагандинского типа) формация выделена Г.А. Ивановым [39] как тип "внутренних прогибов" геосинклиналей. Слагается четкоритмичночередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами угля; подчинены гравелиты, конгломераты и углистые сланцы. Угольные пласты обычно небольшой мощности, но выдержаны на значительных площадях, число их до 100–250. Угли каменные (марок Д – Т) и антрациты.

К этому типу отнесены нижнекаменноугольная угленосная формация Карагандинского бассейна; каменноугольно-пермские Кузнецкого и Горловского прогибов; пермская и верхнетриасовая Печорского бассейна; верхнеюрско-нижнемеловая Приверхожанского прогиба. В формационных рядах они подстилаются и замещаются по латерали молассовыми формациями; перекрываются молассовыми и молассоидными. Формационные тела резко асимметричные, в плане вытянутые, мощностью до 3–6 км (рис. 35).

Охарактеризуем подробнее пермскую угленосную формацию Печорского бассейна. Подразделяется она на нижнепермскую воркутскую серию и верхнепермскую печорскую общей мощностью до 5500 м [27]. Воркутская серия слагается

Рис. 35. Схема изопакит пермской угленосной паралической (карагандинского типа) формации Печорского бассейна.

Изопакиты в метрах.



ритмично чередующимися (мощность ритмов 10–30, реже 50 м и более) песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями, местами с подчиненными линзами конгломератов (400–2400 м). Внизу – остатки фораминифер, мшанок, брахиопод и т.п., вверху – пресноводных остракод, пелеципод и др. Печорская серия характеризуется появлением крупнозернистых песчаников и конгломератов, мелкие ритмы чередуются с мощными; на восточной окраине бассейна мощные пачки конгломератов (мощность серии 900–3400 м). Фауна пресноводная (антракозиды, филлоподы, остракоды, рыбы).

Конгломераты (в основном мелкогалечные) и гравелиты сложены преимущественно гальками кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев "лемвинского комплекса" Полярного Урала, подчинены обломки эффузивов, кварцитов, гранитоидов и др. [27]. Основная масса конгломератов приурочена к Приуральской полосе и главным образом к печорской серии (пембойская фация). По мере удаления от области размыва замещаются песчаниками.

Песчаники и алевролиты полимиктовые, среди обломков пород преобладают кремнисто-глинистые породы и эффузивы. А.В. Македонов [27] различает большое число их литогенетических типов: "песчаники с конкреционными линзами", отвечающие фации подводных баров; "песчаники неоднородные" косослоистые, вероятно, дельтовые; песчаники морские неоднородные и слоистые; алевролиты горизонтально-, волнисто- и линзовиднослоистые, неслоистые, косослоистые, полосчатые, переслаивания и неоднородные, с морской фауной. Аргиллиты обычно алевроитовые, гидрослоистые, углистые. Различаются [27] аргиллиты слоистые, неслоистые, неравномернотернистые, пятнистые, полосчатые, антракозидовые, лингулевые, гастроподовые и др. Угли гумусовые, от бурых до антрацитов, преобладают пласты тонкие (0,5–1,3 м) и средней мощности (1,3–3,5 м), максимальная мощность угольного пласта печорской серии 30 м. Общее число пластов до 256, в том числе мощностью 0,5 м и более до 86 (39 в воркутской серии и 47 в печорской).

Строение типичного ритма воркутской серии, по А.В. Македонову, таково: уголь → околоугольные аргиллиты → антракозидовые; "лингулевые" и полосчатые аргиллиты, мелкозернистые алевролиты или их тонкое переслаивание → тонкозернистые песчаники (крупнозернистые алевролиты), иногда переслаивание алевролитов и песчаников → песчаники с конкреционными линзами, волнисто-, косоволнисто- и линзовиднослоистые (иногда конгломераты) → тонкозернистые песчаники → алевролиты и аргиллиты → аргиллиты и глинистые алевролиты почвы угля. Мощность ритмов от нескольких метров до 30, а при участии конгломератов – до 100–130 м.

В целом выше угольного пласта количество растительных остатков резко сокращается, увеличивается крупность обломков, породы с пресноводной фауной сменяются немymi или породами с солоноватоводной, а затем морской фауной (преимущественно в песчаниках). В верхневоркутской свите и особенно в печорской серии пресноводная фауна иногда встречается и в песчаниках.

Смена фаций в типовом ритме воркутской серии, по А.В. Македонову, следующая: прибрежный торфяник → прибрежные глинистые фации опресненной лагу-

ны → глинистые фации опресненной лагуны в стадию ее углубления → алевроитовые фации подводных гряд и "внутреннего" склона баровой полосы лагуны → → песчаная фация "гребня" баровой полосы и ее морского склона → алевроитовая фация в стадию обмеления лагуны → глинистая фация внутренней части лагуны → → глинистая прибрежная фация мелеющей и зарастающей лагуны. Ритмы печорской серии отличаются от описанных выше составом фауны, флоры, конкреций, а также большим развитием грубозернистых пород, в том числе связанных с выносами речных дельт.

В целом формация накапливалась в опресненных лагунах с периодическими ингрессиями моря в начале ее формирования. В печорское время повышается роль дельтовых фаций. Барьерами, разделявшими морскую (бассейновую) и дельтовую области, являлись массивы торфяников, возникавшие в некотором удалении от области размыва в более стабильных участках прогиба.

Сходны строение и условия образования верхнеюрско-нижнемеловой угленосной формации Ленского бассейна. Для нее характерны четкая ритмичность строения, закономерное увеличение мощности в направлении от Сибирской платформы к Верхоянской складчатой системе, сопровождаемое ростом числа ритмов и пластов угля и уменьшением мощности последних. Угли от бурых (в платформенной части) до длиннопламенных и отощенно-спекающихся.

В поздней юре в северной половине Ленского бассейна существовал морской бассейн. В раннем мелу море регрессировало и вся территория бассейна представляла собой аллювиальную равнину с многочисленными озерами, в которых отлагались преимущественно аркозовые песчаные осадки, и болотами, в которых накапливались торфяники.

Все угленосные паралические формации карагандинского типа образовались в краевых прогибах. Однако в отличие от печорской и ленской формаций карагандинская и кузнецкая сформировались в краевых прогибах, наложенных не на смежные со складчатой системой участки платформ, а на ранне-среднепалеозойские консолидированные складчатые области. Этим обусловлены некоторые особенности их строения. Наличие дополнительных областей питания и отсутствие приплатформенной части прогиба делало менее четкой зональность и асимметрию строения формационного тела. Однако условия осадко- и угленакопления однотипны описанным выше. В Кузнецком бассейне в карбоне преобладают отложения солоноватоводных лагун, периодически осушавшихся и заболачивавшихся, с редкими прослоями морских отложений. В начале перми они сменяются бассейновыми, озерными, дельтовыми и речными отложениями, с которыми связаны торфяники. Угольные пласты выклиниваются как к периферии прогиба, так и в сторону лагунных бассейнов.

Терригенно-галогенная формация (термин предложен А.А. Ивановым [38]) представлена сравнительно небольшими залежами каменной соли со значительной примесью обломочного материала, заключенными в пестроцветных терригенных толщах. По латерали замещается красноцветной континентальной алевроито-песчаной и геосинклинальной доломитовой формациями.

Примером может служить пермская формация Чуйской впадины, описанная ниже по материалам А.С. Кумпана и др. [46]. В составе ее выделяются соркольская

свиты, представленная чередованием пестроцветных песчаников, алевролитов и мергелей с тонкими прослоями аргиллитов, углистых сланцев, гипсо-ангидритовых пород и известняков (130–150 м); соленосная толща тузкольской свиты, залегающая выше и сложенная коричневатокрасными, реже серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пластами и линзами известняков, гипса, ангидрита и каменной соли (350–450 м), мощности слоев и пачек каменной соли от долей метра до нескольких десятков метров; надсоленосная толща тузкольской свиты, представленная чередованием слоистых пятнистоокрашенных песчаников, алевролитов и аргиллитов с тонкими прослойками, прожилками и включениями гипса и ангидрита (более 200 м).

По мнению А.С. Кумпана и др. [46], отложения соркольской свиты накапливались в полуизолированном мелководном бассейне озерно-лагунного типа с постепенно прогрессирующей соленостью. Различаются отложения прибрежного мелководья и мелководно-лагунные (слоистые сероцветные мергели, известковые алевролиты и аргиллиты). В породах нередко отмечаются тонкая горизонтальная или прерывисто-линзовидная слоистость, многочисленные знаки ряби, трещины усыхания. Рябь преимущественно волновая, двух основных направлений (преобладают параллельные береговой линии, подчинены перпендикулярные к ней). В песчано-алевритовых пластах возрастает сульфатизация – обильная вкрапленность ангидрита, гипса и глауберита.

Соленосная толща формировалась в лагуне, являющейся частью морского засоленного бассейна [46]. Первичная слоистость пород преимущественно горизонтальная.

Надсоленосная толща – образование стадии отмирания солеродного бассейна, заполнения его терригенными осадками и превращения в озерно-болотную равнину. В алевролитах тонкая горизонтальная или косоволнистая перекрестная слоистость озерного типа. Редкие, но довольно мощные горизонты косослоистых песчаников А.С. Кумпан и др. [46] относят к фациям подводной части дельты или пляжей.

В.И. Дитмар и В.И. Тихомиров [1967 г.] отмечают обилие в пермской галогенной формации Южного Казахстана терригенного материала, наличие кроме галита также гипса, ангидрита, глауберита, тенардита и считают, что галогенное осадконакопление происходило в континентальных условиях. А.А. Гуляева и др. [1968 г.] на основе геохимических данных пришли также к выводу об озерно-континентальных условиях соленакопления. М.Л. Воронова [38], проводившая детальные петрографические исследования, принимает континентально-морские условия осадконакопления и отмечает в терригенно-галогенной формации наличие почти мономинеральных прослоев и линз глауберита мощностью до 0,8 м.

В целом терригенно-галогенные формации накапливались в условиях аридного климата, преимущественно в межгорных впадинах складчатых областей, но неясно, преобладали ли озерные или лагунные обстановки осадконакопления.

III. НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И РУДОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Эмпирический подход к выделению формаций делает возможным анализ распространенности различных типов формаций в разнотипных тектонических и климатических зонах (табл. 1), а также в разновозрастных отложениях (рис. 36). Основой для проведенного анализа послужила составленная под руководством автора "Карта осадочных и вулканогенных формаций территории СССР" [43]; при определении приуроченности осадочных формаций к тем или иным климатическим зонам использованы также палеоклиматические карты Евразии, составленные В.М. Синицыным [1965—1967 гг., 1970 г.].

Следует оговориться, что приведенные материалы касаются лишь территории СССР и поэтому отражают не только общие закономерности размещения и эволюции формаций, но и особенности тектонического строения и развития территории нашей страны (время замыкания геосинклинальных и формирования складчатых областей, размещение определенных типов тектонических структур в пределах палеоклиматических зон и т.п.). Кроме того, нами не учитываются четвертичные формации.

Тем не менее при рассмотрении табл. 1 можно сделать интересные в теоретическом отношении выводы. Прежде всего можно отметить, что лишь немногие формации строго приурочены к определенным типам тектонических и климатических зон, являясь для них типоморфными. К таковым относятся яшмовая и кремнисто-диатомитовая формации в эвгеосинклиналях, молассовая и угленосная паралическая (карагандинского типа) формации в краевых прогибах, мергельно-известняковая (минусинского типа) и сероцветная известково-песчано-алевритовая формация "морей-озер" в межгорных впадинах и некоторые другие. Большинство формаций приурочено к нескольким типам тектонических зон, что объясняется как проникновением аллофильных формаций из смежных зон, так и установлением временами в разнотипных зонах сходных тектонических и палеогеографических условий накопления осадков.

Даже до рассмотрения в последующих главах рядов формаций можно констатировать, что намеченные нами группы и подгруппы формаций [43, 57] соответствуют определенным естественным ассоциациям последних. Они объединяются в более крупные подразделения — надгруппы (геосинклинальную, орогенную, платформенную), о которых говорилось выше.

Геосинклинальная надгруппа формаций подразделяется в свою очередь на группы собственно геосинклинальную, а также срединных массивов и геантиклиналей. Значительная часть геосинклинальных формаций присутствует в составе обеих групп, но многие характерны для собственно геосинклинальной (граувакковая, флишевая, флишоидная, яшмовая, кремнисто-диатомитовая и др.). Группа формаций срединных массивов и геантиклиналей характеризуется развитием наряду с типичными геосинклинальными формациями типа орогенных и платформенных (пестроцветных морских известняково-глинисто-песчаных, известково-доломитовых, битуминозно-глинисто-карбонатных и др.).

Собственно геосинклинальная группа делится на эв-, микто-, мио- и флишево-геосинклинальную подгруппы. Первые три подгруппы различаются главным образом ролью вулканогенных формаций и соотношением их с осадочными в формационных рядах (максимальные проявления вулканизма и разнообразие вулканогенных формаций характерны для эвгеосинклиналей; ограниченный набор вулканогенных формаций и их подчиненность осадочным отмечаются в миктогеосинклинальной; практическое отсутствие вулканогенных формаций наблюдается в миогеосинклинальной подгруппе).

К эвгеосинклинальной подгруппе приурочены граувакковые, туфо-песчано-конгломератовые, яшмовые, кремнисто-сланцевые, кремнисто-диатомитовые, кремнисто-железистые осадочные формации.

Миогеосинклинальная подгруппа характеризуется широким развитием таких геосинклинальных формаций, как слоистоизвестняковая, доломитовая, карбонатно-глинисто-песчаная, глинистая, олигомиктовая, флишоидная, а также появлением в качестве аллофильных членов ряда некоторых орогенных и платформенных формаций (пестроцветных известняково-алевритопесчаных, известково-доломитовых, кварцево-песчаных, терригенно-галогенных).

Миктогеосинклинальная подгруппа занимает промежуточное место между эв- и миогеосинклинальной подгруппами, а подгруппа флишево-геосинклинальная характеризуется особенно широким развитием флишевых формаций, которым подчинены рифовая, слоистоизвестняковая, менилитовая, флишоидная формации.

Группа формаций срединных массивов и геантиклиналей подразделяется на подгруппы срединных массивов, геантиклинальную и пригеосинклинальную. В последней подгруппе орогенные формации (красноцветная континентальная алевритопесчаная, пестроцветная известняково-алевритопесчаная) тесно сочетаются и чередуются с геосинклинальными (карбонатно-глинисто-песчаной, полимиктовой глинисто-песчаной, кремнисто-сланцевой).

Для подгруппы срединных массивов характерно сочетание геосинклинальных формаций (рифовая, слоистоизвестняковая, карбонатно-глинисто-песчаная, полимиктовая глинисто-песчаная, туфо-песчано-конгломератовая) с платформенными и орогенными формациями (пестроцветной известняково-алевритопесчаной, известково-доломитовой, песчано-доломитовой, пестроцветной глинисто-карбонатной, аркозовой конгломерато-алевритопесчаной, кварцево-песчаной).

Надгруппы формаций	Типы тектонических							
	Геосинклинальные области							
	Типы формаций	Эвгеосинклинали	Миктогеосинклинали	Миогеосинклинали	Флишевые геосинклинали	Пригеосинклинальные прогибы	Срединные массивы	Геоантиклинали
Угленосная параличская (закавказского типа)							++	++
Известняковая (салаирского типа)								
Мергельно-известняковая (минусинского типа)								
Красноцветная морская известняковая								
Известково-глинисто-битуминозная								
Кремнисто-известняково-доломитовая								
Сероцветная известняково-терригенная							+	
Пестроцветная известняково-алеврито-песчаная			+	+	+		++	
Пестроцветная известняково-мергельно-песчаная								
Сероцветная морская алеврито-песчаная								
Сероцветная известняково-песчано-алевритовая "морей-озер"								+++
Пестроцветная карбонатно-терригенно-туфитовая							++	
Красноцветная континентальная алеврито-песчаная						+		
Молассовая								+++
Молассоидная								+++
Туфодиамитовая								+
Угленосная лимническая (минусинского типа)								+++
Угленосная лимническая (черемховского типа)								+
Угленосная параличская (карагандинского типа)								++
Терригенно-галогенная			+					

Примечание. + - встречаются, ++ - обычные, +++ - весьма характерны.

зон	Климат										
	Эпигеосинклинальные орогенные области					Области постконсолидационной активизации			Жаркий		
	Пригеосинклинальные прогибы	Краевые прогибы	Межгорные впадины	Глыбовые поднятия	Вулканогенные пояса	Внутренние впадины	Предгорные впадины	Сводово-глыбовые поднятия	Умеренный и холодный	Сухой	Влажный
									+		+
	++									+	+
			++							++	
			+							+	
		+	+							+	
	+		++							+	
	++		+			+	+			++	++
	++	+	+			+				+++	
				+						+	+
	+		++							+	+
			+++							+	+
	++	+++	+++	+	++	++	+			++	++
		+	+	+						++	++
			+++		+					++	++
								++		++	
		++							+		++
						+				++	

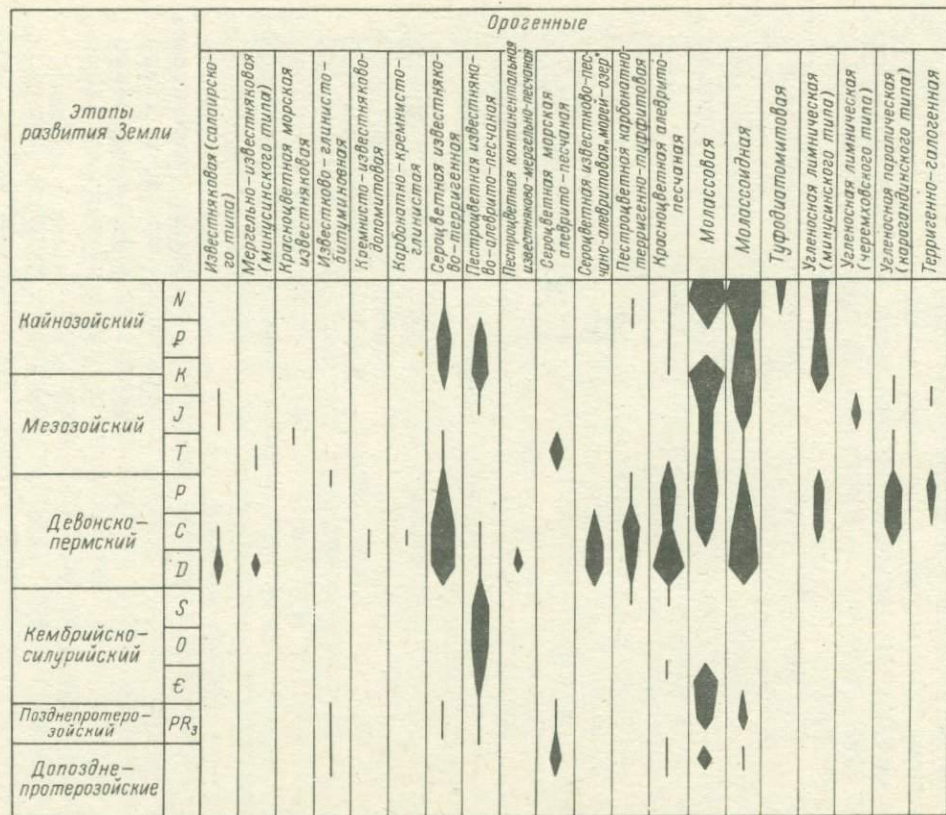


Рис. 36. Распространение разновозрастных геосинклинальных и орогенных осадочных формаций на территории СССР.

Геоантиклинальная подгруппа отличается от остальных подгрупп этой группы развитием только геосинклинальных формаций, из которых характерны рифовая, парамолассовая и угленосная параличская (закавказского типа).

Обширная орогенная (переходная) надгруппа формаций включает группы эпигеосинклинальную и постконсолидационной активизации. Для первой группы наиболее типичны орогенные, во второй сочетаются некоторые орогенные и платформенные формации.

Эпигеосинклинальная группа делится на подгруппы пригеосинклинальную орогенную, межгорную, краевых прогибов, глыбовых поднятий и вулканогенных поясов. Первая подгруппа наряду с орогенными формациями (пестроцветной известняково-алевроито-песчаной, красноцветной континентальной алевроито-песчаной, молассоидной) включает в качестве аллофильных членов геосинклинальные формации (слоистоизвестняковую, доломитовую, известково-глинистую, полимиктовую глинисто-песчаную).

Для подгруппы краевых прогибов характерны молассовая и угленосная параличская (карагандинского типа) формации. Для межгорной подгруппы — формации молассоидная, угленосная лимническая (минусинского типа), красноцветная континентальная алевроито-песчаная, сероцветная известково-песчано-алевроитовая "морей-озер" и др.

Формации глыбовых поднятий — почти исключительно вулканогенные — накапливались спорадически и кратковременно среди воздымавшихся гор. К ним близки формации вулканогенных поясов, характеризующихся длительными и мощными проявлениями наземного вулканизма трещинного и центрального типов в окраинных частях складчатых областей и платформ, граничащих с действующими геосинклинальными системами, а также полосовым распространением, большой протяженностью и выдержанностью по простиранию.

Группа постконсолидационной активизации включает подгруппы внутренних впадин, предгорную и сводово-глыбовых поднятий. Ряды формаций внутренних впадин содержат как отдельные формации, характерные и для эпигеосинклинальных межгорных впадин (молассоидную, красноцветную континентальную алевроито-песчаную), так и некоторые платформенные (сероцветную глинисто-известняковую, сероцветную континентальную глинисто-песчаную, пестроцветную морскую глинисто-песчаную, каолинитово-песчаную).

Для предгорной подгруппы характерна угленосная лимническая (черемховского типа) формация, встречаются молассоидная, красноцветная континентальная алевроито-песчаная и сероцветная известняково-терригенная формации. Для подгруппы сводово-глыбовых поднятий более обычна базальт-трахибазальтовая формация.

Для фанерозоя известно довольно много типов осадочных формаций, определенно указывающих на жаркий сухой климат: галогенные, доломитовая, известково-доломитовая, рифоидная, мергельно-известняковая (минусинского типа), пестроцветные глинисто-карбонатная и известняково-алевроито-песчаная. С другой стороны, почти нет формаций, кото-

рые, накапливаясь в жарком влажном климате, не были бы распространены и в зонах умеренного климата (большинство угленосных и олигомиктовая формации) или в зонах жаркого сухого климата. Для областей умеренного и холодного климата характерны, пожалуй, лишь кремнисто-диатомитовая, туфодиатомитовая и менилитовая формации, не считая ледниковой формации, которая в дочетвертичных образованиях нами не была выделена.

Карбонатные и карбонатно-терригенные геосинклинальные формации связаны с зонами жаркого (преимущественно сухого) климата; кремнисто-диатомитовая и менилитовая формации тяготеют к зонам умеренного и холодного климата; угленосные и олигомиктовая — к зонам жаркого влажного и умеренного климата; мало зависят от климатической зональности глинистая (аспидная), полимиктовая глинисто-песчаная, граувакковая, туфо-песчано-конгломератовая, туфо-алеврито-песчаная, флишоидная, кремнисто-сланцевая формации; по-видимому, случайно на территории СССР флишевая и парамолассовая формации оказались приуроченными к областям жаркого климата, поскольку их образование обуславливается в первую очередь тектоническими факторами.

Среди орогенных большинство карбонатных, карбонатно-терригенных формаций, а также терригенно-галогеенная связаны с зонами жаркого сухого климата, лишь известняковая (салаирского типа) и сероцветная известняково-терригенная встречаются, кроме того, и в зонах влажного жаркого климата. Туфодиатомитовая формация тяготеет к зоне умеренного и холодного климата, а угленосные формации накапливались как в жарком влажном климате, так и в умеренном. Красноцветная континентальная алеврито-песчаная приурочена преимущественно к зонам жаркого семиаридного и аридного климата, но встречается и в зонах умеренного климата. Не связано с климатической зональностью распространение молассовой, молассоидной и пестроцветной карбонатно-терригенно-туффитовой формаций. Впрочем, ряд подформаций молассовой и молассоидной формаций приурочен к определенным палеоклиматическим зонам (соленосные, угленосные).

Выявились и определенные закономерности распространения во времени типов осадочных формаций (рис. 36). Так, геосинклинальные карбонатные и карбонатно-терригенные имеют широкое вертикальное распространение в верхнем протерозое и фанерозое. В том числе рифовая и слоистоизвестняковая формации наиболее широко развиты в силуре и карбоне, доломитовая распространена в верхнем протерозое и меньше в девоне, кремнисто-карбонатная — в кембрии и девоне — карбоне, карбонатно-глинисто-песчаная — в девоне — карбоне, а кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная — в карбоне.

Глинистая и полимиктовая глинисто-песчаная формации также имеют широкий возрастной диапазон, но наиболее распространены в верхнем протерозое и девоне — юре. Граувакковая и туфо-песчано-конгломератовая широко развиты в мелу и палеогене; флишевые и флишоидные — в карбоне и мел-палеогене; кремнисто-сланцевая — в ордовике, девоне — карбоне и мелу. Валунно-глинистые и олигомиктовые форма-

ции характерны для верхнего протерозоя (хотя последняя встречается и в триасе), кремнисто-железистые и кварцево-конгломератовые — для нижнего протерозоя, углисто-кремнистые — для кембрия и низов ордовика, менилитовая и гипсово-известково-глинистая — для палеогена, кремнисто-диатомитовая — для неогена. Угленосные паралические (уральского типа) формации распространены от карбона до палеогена, а угленосные паралические (закавказского типа) — от триаса до палеогена.

Из орогенных формаций молассовые максимально распространены в верхах верхнего протерозоя — кембрии, перми, мелу и неогене, а молассоидные — в девоне, мелу и неогене. Красноцветная континентальная алеврито-песчаная формация наиболее развита в девоне и перми, сероцветная известково-песчано-алевритовая "морей-озер" и пестроцветная карбонатно-терригенно-туффитовая чаще встречаются в девоне и карбоне, известняковая (салаирского типа) и мергельно-известняковая (минусинского типа) — в девоне, угленосная лимническая (минусинского типа) характерна для карбона — перми и мела — неогена, угленосная лимническая (черемховского типа) — для юры, угленосная паралическая (карагандинского типа) и терригенно-галогенная развиты в карбоне — перми, красноцветная морская известняковая формация — в верхнем триасе, кремнисто-известняково-доломитовая и карбонатно-кремнисто-глинистая характерны для верхнего девона — нижнего карбона, пестроцветная известняково-мергельно-песчаная развита в среднем-верхнем девоне, туфодиадомитовая — в неогене.

Намечаются этапы развития Земли, характеризующиеся специфическим набором формаций. Допозднепротерозойским этапам более присущи кремнисто-железистая и кварцево-конгломератовая формации, а также некоторые типы формаций, встречающихся и позднее.

На позднепротерозойском этапе широко развиты такие типы формаций, как доломитовые, глинистые (аспидные), олигомиктовые, валуно-глинистые, известково-доломитовые, песчано-доломитовые.

На кембрийско-силурийском этапе наряду с девонско-пермским были широко распространены такие геосинклинальные формации, как рифовые, слоистоизвестняковые, карбонатно-глинисто-песчаные, полимиктовые глинисто-песчаные, флишоидные, кремнисто-сланцевые, но для него менее характерны глинистые, отсутствуют яшмовые, угленосные, типичны углисто-кремнистые, а также пестроцветные известняково-алеврито-песчаные и сероцветные глинисто-известняковые формации.

Девонско-пермский этап характеризуется появлением угленосных формаций, широким распространением сульфатно-карбонатных, галогенных и многих орогенных формаций (красноцветных континентальных алеврито-песчаных, молассоидных, пестроцветных карбонатно-терригенно-туффитовых, сероцветных известково-песчано-алевритовых "морей-озер", сероцветных известняково-терригенных и др.).

На мезозойско-кайнозойском этапе появляется ряд новых типов формаций: менилитовая, гипсово-известково-глинистая, кремнисто-диатомитовая, туфодиадомитовая, красноцветная морская известняковая,

меловая, опоковая, глауконито-лептохлоритовая, угленосные лимнические (черемховского, челябинского, балахтинского типов), угленосная параличская (закавказского типа); широко развиты граувакковые, туфо-песчано-конгломератовые, сероцветные глинисто-песчаные морские и континентальные, глауконитовые песчаные формации.

Образование специфических докембрийских (преимущественно раннепротерозойских) кремнисто-железистых и кварцево-конгломератовых формаций, как указывалось выше, связывают с особенностями состава атмосферы, гидросферы и с климатом докембрия. Однако единого мнения по этому вопросу нет: одни исследователи считают, что в раннепротерозойской атмосфере свободный кислород отсутствовал, другие, наоборот, предполагают, что он присутствовал в значительных количествах. В последнее время Ю.П. Казанский [1979 г., 1981 г.] доказывает, что примерно 2 млрд. лет назад и ранее древняя докембрийская атмосфера состояла из углекислого газа, азота, аммиака, давление достигало 10–15 кгс/см², а средняя температура 50–70 °С. А.Б. Ронов, А.А. Мигдисов и А.А. Ярошевский [1972 г.] считали, что плотность атмосферы в докембрии была значительно ниже современной и постепенно нарастала, что в протерозое атмосфера состояла уже преимущественно из азота, а углекислый газ был резко подчинен, постепенно увеличивалось содержание свободного кислорода и аргона. А.Б. Ронов [61] отмечает, что образование кремнисто-железистых формаций представляет собой геохимическую загадку: для переноса огромных масс железа требовалось высокое парциальное давление углекислого газа и практическое отсутствие кислорода в атмосфере, но для массового осаждения его необходимы были диаметрально противоположные параметры.

Во всяком случае, в докембрийской атмосфере, очевидно, содержание углекислого газа было значительным, что обеспечивало высокую подвижность железа, большую интенсивность химического выветривания, необходимую для образования формаций кварцевых конгломератов. Высокими температурами и сохранившимися до известной степени "агрессивными" свойствами атмосферы объясняется и широкое распространение в позднепротерозойских геосинклиналиях олигомиктовых формаций, являющихся продуктом далеко зашедшего химического выветривания.

Образование раннепалеозойских углито-кремнистых формаций свидетельствует, с одной стороны, о расцвете жизни и насыщении кислородом поверхностного слоя океанов, а с другой — о застойности и пониженной циркуляции вод в бассейнах, где они накапливались. Увеличение концентраций кислорода и погружение в конце ордовика на большие глубины насыщенных кислородом вод прервало накопление формаций этого типа.

Не требует объяснения появление в карбоне в связи с развитием наземной растительности угленосных формаций или связанных с расцветом микрофитопланктона кайнозойских менилитовой, кремнисто-диатомитовой и туфодиатомитовой формаций.

Довольно четко выявляются максимумы карбонатакопления:

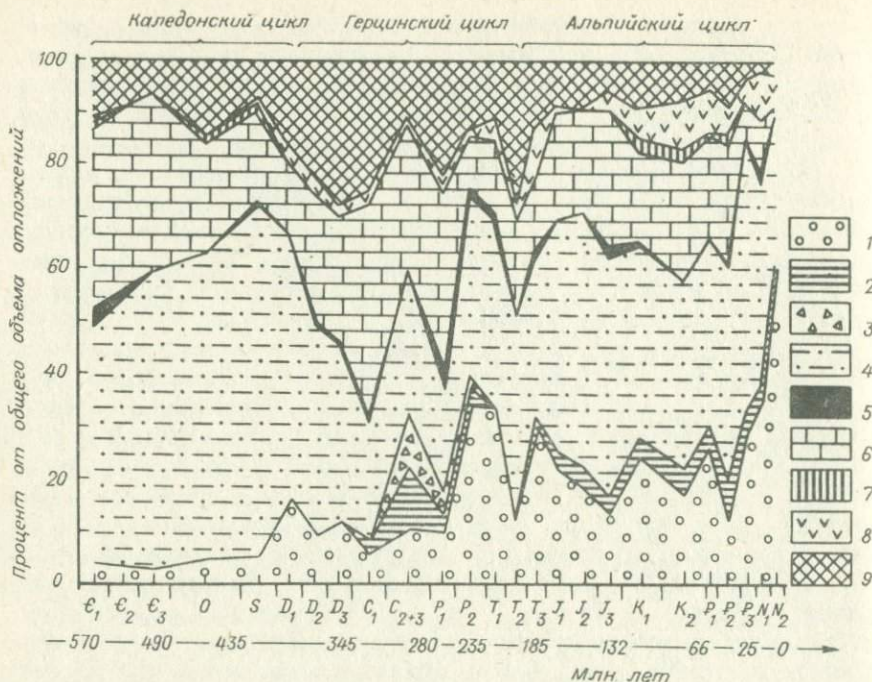


Рис. 37. Изменение во времени распространения важнейших групп фанерозойских формаций в пределах современных континентов. По А.Б. Ронову [61].

Формации: 1 — континентальные песчано-глинистые; 2 — угленосные; 3 — ледниковые; 4 — морские песчано-глинистые; 5 — эвапоритовые; 6 — карбонатные; 7 — кремнистые; 8 — вулканогенные (8 — наземные, 9 — подводные).

поздний протерозой (преимущественно доломитовые формации), силур — карбон (существенно известняковые формации) и в меньшей степени юра — палеоген (преимущественно карбонатно-терригенные формации). Они не очень совпадают с намечеными А.Б. Роновым [61] глобальными эпохами мощного карбонатакопления (ордовик, поздний девон — ранний карбон, мел), но это можно объяснить тем, что с одной стороны, нами рассматривается значительно меньшая территория и преимущественно геосинклинальные области, с другой — А.Б. Ронов не учитывает большей длительности ордовика по сравнению, например, с поздним кембрием и даже с силуром. Впрочем, ордовикский максимум карбонатакопления вообще сомнителен. Если пересчитать данные А.Б. Ронova на единицу времени, то масса карбонатов в ордовике вдвое меньше, чем в раннем кембрии, и значительно меньше, чем в среднем — позднем кембрии. То же самое получается по приведенным А.Б. Роновым процентам распространенности карбонатных формаций от общего объема отложений. Если использовать последние данные, то из материалов А.Б. Ронova вытекают другие максимумы карбонатакопления: кембрий, кар-

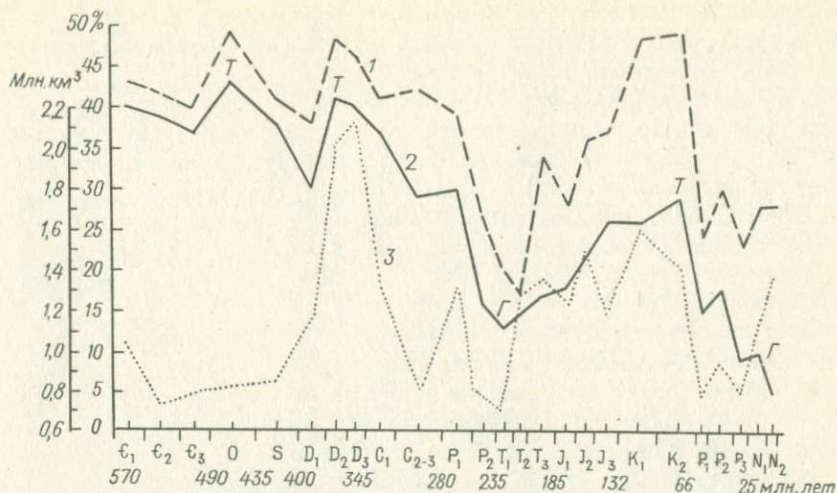


Рис. 38. Изменение во времени площадей осадконакопления и площадей, покрытых морем, в пределах современных континентов в целом и объемов отложений, накопленных в течение 1 млн. лет в пределах современных континентов. По материалам А.Б. Ронова [61].

1 — области осадконакопления, % от общей площади материков; 2 — площади, покрытые морем, % от общей площади материков; 3 — объем отложений, накопленных за 1 млн. лет, млн. км³. Эпохи: Г — геократическая; Т — талассократическая.

бон — ранняя пермь (или с учетом карбонатно-терригенных формаций средней девон — ранняя пермь) и (слабо выраженный максимум) средний триас — эоцен (рис. 37). Минимумы карбонатакопления четко совпадают с геократическими эпохами: ранний девон, поздняя пермь — ранний триас и олигоцен — неоген (рис. 38).

На рис. 36 отчетливо прослеживается смена во времени доломитовой формации известняковыми. Это "вымирание" доломитов Н.М. Страхов объяснял уменьшением содержания углекислого газа в атмосфере в течение палеозоя, а А.Б. Ронов [61 и др.] — эволюцией петрографического состава областей эрозии континентов.

Даже однотипные формации эволюционируют во времени. Выше уже отмечались смена комплексов рифостроящих организмов и изменения форм рифовых построек. С докембрийскими доломитовыми формациями связаны магnezиты, а с фанерозойскими гипсы и т.п.

Максимумы накопления фанерозойских геосинклинальных кремнистых формаций (см. рис. 36) — ордовик, девон — карбон, мел — хорошо совпадают с намеченными А.Б.Роновым талассократическими эпохами (рис. 38) и менее полно с максимумами карбонатакопления. А.Б. Ронов [61] связывает талассократические эпохи с этапами активизации вулканизма. Анализ карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР [43] дал, впрочем, несколько иные временные интервалы усиления геосинклинального и орогенного вулканизма: поздний

протерозой, девон, юра — мел и палеоген; ослабление вулканизма, особенно орогенного, в кембрии — силуре, значительное затухание и геосинклинального, и орогенного вулканизма в триасе.

Этапы активизации накопления терригенных геосинклинальных формаций (см. рис. 36): поздний протерозой, ордовик, карбон, мел — палеоген (на последнем этапе особенно характерны граувакковые и туфо-песчано-конгломератовые формации). Орогенные терригенные формации имеют четкие максимумы распространения на границе протерозоя и кембрия, в девоне, перми, мелу и неогене; угленосные и терригенно-галогенная — в карбоне — перми, юре, угленосная лимническая (минусинского типа), кроме того, — в мелу и неогене.

В непосредственной связи с изменениями осадконакопления в истории Земли эволюционировало и осадочное рудообразование, что широко известно из работ Н.М. Страхова и других. Бокситовая карбонатная формация, как отмечает Б.М. Михайлов [45], на территории СССР впервые появилась в позднем протерозое Восточного Саяна (кремнисто-карбонатная формация), в среднем — позднем девоне сформировались первые промышленные месторождения бокситов (рифовая формация СУБР и др.). В конце девона также в областях карбонатакопления появляются бокситы сублатеритной формации.

Следующая эпоха бокситонакопления — ранний карбон; преобладают сублатеритные и терригенные бокситы, связанные с платформенными угленосными и кварцево-каолиновыми формациями. В мезозое — в юре и на границе раннего и позднего мела — бокситы распространены в областях карбонатакопления в альпидах (рифовая формация и др.), обычны и терригенные бокситы. Однако в СССР отсутствуют олигоцен-четвертичные латеритные покровы, дающие более 4/5 мировых запасов высококачественных бокситов и формировавшиеся в тропической зоне.

Важной эпохой накопления геосинклинальных зернистых фосфоритов на территории СССР была позднепротерозойско-кембрийская. Это фосфориты кремнисто-карбонатной формации Каратауского бассейна, вулканогенно-кремнистых формаций (в частности, обширный Удско-Селемджинский бассейн с особым типом фосфоритов: брекчиевидных и вкрапленно-прожилковых). Из других карбонатных и терригенно-карбонатных геосинклинальных формаций фосфоритоносны бывают слоистоизвестняковые, карбонатно-глинисто-песчаные, флишоидные терригенно-карбонатные. Фосфориты встречаются также в углисто-кремнистой формации, замещающей кремнисто-карбонатную по латерали. Уже в ордовике геосинклинальные фосфориты сменились платформенными. Сравнительно незначительная фосфатоносность связана с орогенными формациями: молассовыми, молассоидными, пестроцветной карбонатно-терригенно-туффовитовой.

Весьма сходной рисуется общая эволюция фосфатонакопления. По данным Н.А. Красильниковой [1967 г.], в дорифее преобладал вулканогенный источник фосфора, образовались бедные фосфориты; в рифее также доминируют вулканогенные процессы, фосфатонакопление хемогенное и приурочено к геосинклинальным областям; с начала кембрия

накопившиеся в водах океана резервы фосфора способствовали формированию организмов с фосфатной раковиной, фосфатонакопление биохемогенное в геосинклиналиях; в ордовике фосфатообразование начинается на платформах.

По данным П. Кука и М. Макелхинни [1979 г.], до рубежа примерно 2200 млн. лет назад недостаточная концентрация фосфора в гидросфере и низкая общая биомасса препятствовали образованию фосфоритов; 2200—1800 млн. лет большая часть фосфора осаждается совместно с железом в джеспилитах; 1800—800 млн. лет образуется некоторое количество фосфоритов; 800—600 млн. лет идет интенсивное фосфатонакопление в связи с биотической сегрегацией фосфора и океаническим апвеллингом; 600—400 млн. лет высокая концентрация фосфора в мелководных кембрийских морях привела к развитию фауны с фосфатной раковиной и значительному фосфатообразованию; 400—200 млн. лет фосфатообразование незначительное; 200 млн. лет и менее фосфатообразование связано с апвеллингом в Тетисе и в Атлантическом океане.

По материалам Ю.Н. Занина [1981 г.], в мезозое и кайнозое этапы повышенного фосфатонакопления (поздняя юра, поздний мел, эоцен, миоцен) отвечают трансгрессиям моря и характеризуются повышенными температурами, что объясняет имеющую иногда место синхронность фосфорито- и эвапоритообразования.

Для докембрия характерна крупнейшая эпоха накопления морских осадочных и вулканогенно-осадочных железных руд — формации железистых кварцитов. В позднем докембрии с доломитовой формацией связаны также месторождения сидеритов. Если справедливы представления Г. Леппа [1963 г.] и А.И. Тугаринова [1970 г.] о том, что джеспилиты являются измененными сидеритами, то в докембрии вообще господствовали сидеритовые руды.

В позднем докембрии появляются оолитовые руды (в частности, в олигомиктовой формации Енисейского края). Руды эти до мезозоя имели преимущественно гематитовый состав, а затем гётит-гидрогётитовый либо шамозитовый. В палеозое они преимущественно морские, в мезозое и особенно в кайнозое наряду с прибрежно-морскими появляются озерные и аллювиальные.

Геосинклинальные железозносные формации наиболее характерны (на территории СССР) для докембрия — кембрия, менее для девона — карбона и позднего мела — палеогена; орогенные распространены с карбона до мела; платформенные появляются в позднем протерозое и в карбоне, но наиболее типичны для мела — кайнозоя, в меньшей степени для юры. Типы докембрийских железозносных геосинклинальных формаций указаны выше (к ним можно еще прибавить валунно-глинистую). Железозносны также верхнепротерозойско-нижнекаменноугольные карбонатно-глинисто-песчаные, верхнемеловая — палеогеновая туфо-песчано-конгломератовая и олигоценовая глинисто-песчаная формации.

Из орогенных железозносных формаций можно упомянуть каменноугольные кремнисто-известняково-доломитовую и сероцветную известняково-терригенную, пермские молассовую угленосную и угленосную

паралическую (карагандинского типа), триасовую сероцветную морскую алеврито-песчаную и верхнеюрско-нижнемеловую молассоидную угленосную.

В геохимическом отношении, по А.Б. Ронову [61], эволюция во времени железо- и марганценакопления заключается в обеднении осадочных толщ железом и разделении железа и марганца. Если в палеозое обычно железо-марганцевое оруденение, то в палеогене возникают месторождения марганца с рудами, почти полностью лишенными железа, и сравнительно мелкие месторождения железа, очень бедные марганцем. Это связано с увеличением содержания свободного кислорода в атмосфере, вследствие чего железо, окисляющееся легче, чем марганец, во все больших количествах переходило в малоподвижную трехвалентную форму.

Марганценоность наиболее характерна для геосинклинальных формаций верхнего протерозоя — кембрия и отчасти девона — карбона, а также для платформенных формаций мела — кайнозоя. С кембрийской кремнисто-карбонатной формацией связано Усинское месторождение марганцовистых карбонатов, а к вулканогенно-яшмовым формациям приурочены браунит-родонитовые месторождения (кембрийские Удско-Селемджинской группы, среднедевонские Южно-Уральской). Они ассоциируют с гематитовыми рудами. Железо-марганцевое оруденение связано также с орогенной фаменско-нижнекаменноугольной кремнисто-известняково-доломитовой формацией Центрального Казахстана.

Из платформенных формаций наиболее крупное оруденение несет олигоценовая глауконитовая песчаная (Никопольский бассейн и др.). Промышленное значение имеет и марганцевое оруденение в разновозрастной ей сероцветной молассе (Чиатура).

В олигоценовых месторождениях юга СССР наиболее четко проявляется связь марганцевого оруденения с мелководно-морскими фациями, руды окисно-карбонатные. Таким образом, в геологической истории прослеживается миграция марганцевого оруденения из морских эвгеосинклинальных обстановок в прибрежно-морские. Причина накопления марганца в Каспийско-Черноморском палеобассейне однозначно не установлена. Современную эпоху отличает формирование железо-марганцевых конкреций в океанах.

Осадочно-диагенетические месторождения меди приурочены к определенным стратиграфическим уровням: наиболее древние — в нижнем протерозое (Удокан и др.), крупные — в верхнем протерозое (в Заире, Замбии и др.); медистые отложения верхнего кембрия — ордовика известны на юге Сибирской платформы, девона — в Казахстане, Минусинских впадинах, Подолии, верхнего карбона — перми — в Казахстане, Приуралье, на Мангышлаке, в Донбассе и других районах, триаса — на Мангышлаке, мела и неогена — в Средней Азии. Они приурочены к красноцветным и пестроцветным орогенным и платформенным формациям. Наиболее известные месторождения "медистых песчаников" джекказганского типа связаны с красноцветными алеврито-песчаными формациями регрессивного строения (Удокан, Джезказган и др.). "Медистые конгломераты" характерны для красноцветных молассоидных и молассовых

формаций. Накопление меденосных формаций приурочено к этапам орогенеза в областях семиаридного и аридного климата.

Таким образом, основной причиной эволюции осадочного рудообразования, очевидно, были изменения атмосферы, гидросферы, биосферы и климата в истории Земли. Немаловажна была и роль состава пород областей размыва. Например, возникновение в протерозое железистых кварцитов и формации кварцевых конгломератов связывают с обилием в атмосфере углекислого газа. Появлением в атмосфере свободного кислорода в результате развития биосферы объяснял М.Н. Альтгаузен накопление фосфора и редких металлов в кембрии. Эволюция наземной растительности привела к образованию начиная с карбона угленосных формаций. Для тех же угленосных формаций определяющим являлся гумидный климат. Изменения климата играли важную роль также при накоплении боксито-, фосфорито-, меде- и соленосных формаций (последние не описаны в данном разделе, так как они более характерны для платформенной надгруппы формаций).

Во многих случаях эволюция осадочного рудообразования в геологической истории Земли направлена однозначно и выражается в переходе от геосинклинальных условий к платформенным.

IV. ТИПЫ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ

Эмпирический подход к выделению осадочных и вулканогенных формаций и выявлению их рядов позволяет убедиться в большом разнообразии последних и подойти к их типизации. Составление карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР масштаба 1:2 500 000 создало для этого реальную возможность. Анализ данной карты позволил наметить типы формационных рядов, охарактеризованных ниже, а это, с одной стороны, служит основой естественной классификации формаций (ведь Н.С. Шатский предлагал разрабатывать классификацию формаций, выявляя парагенезы формаций, выраженные в формационных рядах), а с другой — дает возможность подойти к принципиально новой типизации тектонических зон, для которых характерны определенные типы формационных рядов.

Ю.А. Косыгин [1972 г.] даже упоминал новое направление в геотектонике — "тектонику формационных рядов", предмет которого — изучение ассоциаций формаций, их парагенезов, выраженных формационными рядами. Впрочем сам Ю.А. Косыгин и его сотрудники, к сожалению, не дали примеров работы в этом интереснейшем направлении. При составлении карты тектоники докембрия континентов масштаба 1:15 000 000 [1972 г.] они ограничились выделением платформенных и геосинклинальных "структурно-вещественных комплексов" с самой общей их характеристикой ("терригенные", "терригенно-карбонатные" и тому подобные). Конкретные формации при этом не выделялись, формационные ряды не были выявлены и изучены.

Таким образом, результаты анализа формационных рядов, изложенные в данной главе, представляют собой первое исследование подобного типа, выполненное для столь обширной территории. Последовательность работ при этом была следующая: 1) выявление конкретных формационных рядов всех тектонических зон территории СССР; 2) трансформация конкретных рядов в обобщенные; 3) эмпирическое выделение типовых формационных рядов на основе обобщенных формационных рядов. Конкретные ряды представляют собой реальную последовательность формаций в стратиграфическом разрезе (в них могут неоднократно повторяться однотипные формации). В объяснительной записке к карте осадочных и вулканогенных формаций территории СССР имеются два листа графических приложений, на которых показаны конкретные ряды

формаций. Обобщенные формационные ряды показывают общую направленность смены формаций определенной тектонической зоны (малые формационные ряды, связанные с цикличностью осадконакопления, в этом случае не отражаются), а типовые — того или иного типа тектонических зон.

В предыдущей главе было показано, в частности, что достаточно четко различаются ассоциации формаций эв-, микто-, миогеосинклиналей и флишевых геосинклиналей. Вообще геосинклинальные прогибы давно классифицируются геологами по весьма различным признакам: положению относительно континентальных блоков; характеру субстрата, на котором они заложены; сложности внутреннего строения и т.д. Однако ближе всего к рассматриваемому вопросу стоят классификации геосинклинальных прогибов по их вещественному заполнению. Первой и наиболее широко известной классификацией подобного рода явилось выделение Г. Штилле [“Избранные труды”, 1964 г., с. 202—273] среди собственно геосинклиналей (ортогеосинклиналей) внутренних зон — эвгеосинклиналей с проявлениями начального магматизма и внешних зон — миогеосинклиналей, лишенных начального магматизма.

Это подразделение стало общепринятым, но скоро выявилась его недостаточность. Г.П. Леонов [1964 г.] резонно указал, что “согласие” в этом вопросе чисто внешнее, терминологическое, и что данная схема превратилась в прокрустово ложе, в которое пытаются уложить все многообразие подвижных зон земной коры. В связи с этим появились такие понятия, как “миозвгеосинклинальные формации” [63]; Ю.М. Пушаровский [1972 г.] вслед за Л.Б. Рухиным наряду с эв- и миогеосинклиналями наметил промежуточную категорию — “миктогеосинклинали”; Л.П. Зоненшайн [1969 г., 1971 г.] различал “истинные” миогеосинклинали, развитые в областях альпийского типа, и терригенные геосинклинали со слабо проявленными начальными вулканитами (полу-эвгеосинклинали или хеми-эвгеосинклинали), обрамляющие эвгеосинклинали в областях центральноазиатского типа.

Наиболее полную классификацию геосинклинальных прогибов Альпийской области по их вещественному заполнению разработал М.В. Муратов [1949 г., 1962 г.], который выделил геосинклинали вулканогенные (“зеленокаменные”), “флишевые”, или “флишегенные”, “аргиллитогенные” и “известняковые” (“карбонатогенные”).

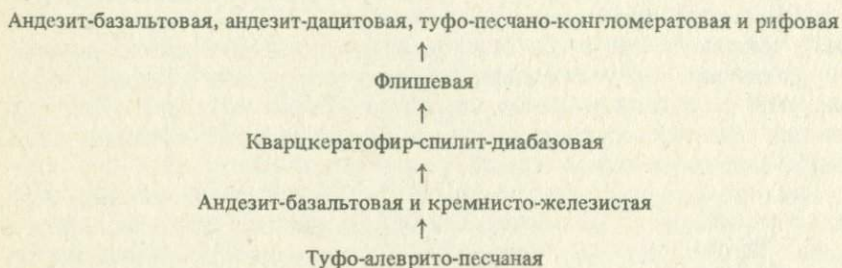
Сравнительный анализ формационных рядов, выявленных при составлении карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР, позволяет значительно уточнить и детализировать существующие представления о классификации геосинклинальных и орогенных зон. Можно различать три типа эвгеосинклиналей, четыре промежуточных типа (которые вслед за Ю.М. Пушаровским можно назвать миктогеосинклинальными), четыре типа миогеосинклиналей, а также флишевые геосинклинали [89].

Эвгеосинклинали уральского типа характеризуются наибольшим разнообразием вулканогенных формаций: в них отмечаются кварцкратофир-спилит-диабазовые, спилит-диабазовые, андезит-базальтовые,

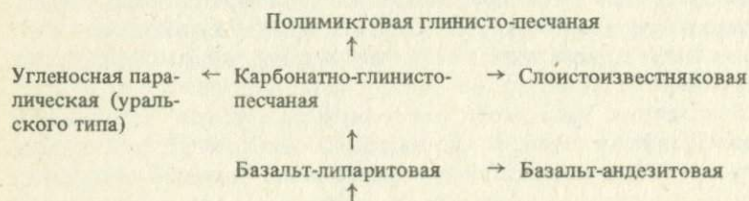
базальт-липаритовые, андезит-дацитовые и др.; джунгаро-балхашского типа — теми же вулканогенными формациями, за исключением кварцкератофир-спилит-диабазовых; камчатского типа — только андезит-базальтовыми, базальт-андезитовыми и трахит-базальтовыми.

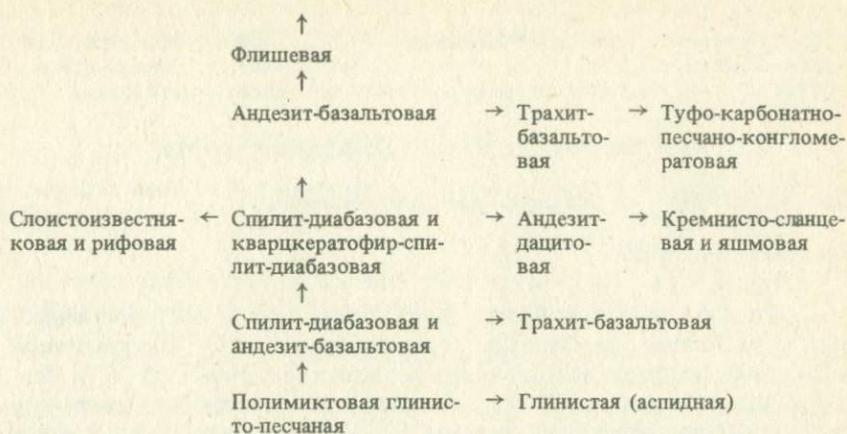
К эвгеосинклиналям уральского типа кроме Восточно-Уральской (O—C) отнесены Западно-Саянская (€), Чингиз-Тарбагатайская (€—S) и др. Как особый древнейший вариант геосинклиналей этого типа рассматриваются "протогеосинклинали" Карелии. Среди эвгеосинклиналей джунгаро-балхашского типа следует отметить Бетпак-Дала-Заилийскую (€—S), Северо-Балхашскую (O—C₁), Алтае-Салаирскую (PR—S), Приохотскую (S—K₁), Западно-Корякскую (T₃—K₁) и др. Примеры эвгеосинклиналей камчатского типа: Курило-Восточно-Камчатская (K₂—N), Аджаро-Триалетская (K—P), Малокавказская (J—P₂).

Геосинклинали уральского типа формировались с конца архея до мезозоя. По ассоциациям осадочных формаций среди них различаются два подтипа: собственно уральский, для которого характерны, в частности, флишевые и карбонатные формации, и чингиз-тарбагатайский (из осадочных формаций развиты граувакковые, туфо-песчано-конгломератовые, флишеидные и кремнисто-сланцевые). Собственно уральский подтип представлен двумя вариантами формационных рядов. Первый вариант объединяет ряды раннепротерозойских геосинклиналей (Карельской, Кольской, Криворожской) и может быть показан следующей схемой:

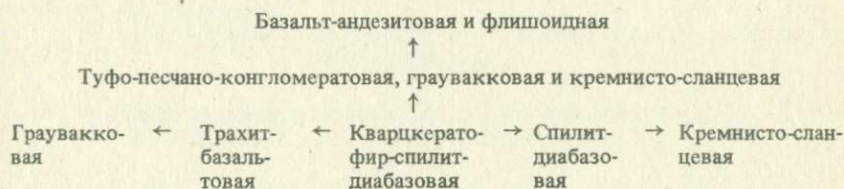


Второй вариант включает, с одной стороны, верхнепротерозойско-нижнепалеозойские формационные ряды Восточной Тувы и Северного Тянь-Шаня, а с другой — ордовикско-каменноугольный ряд восточного склона Урала. Последний, как наиболее полный, приведем для примера:



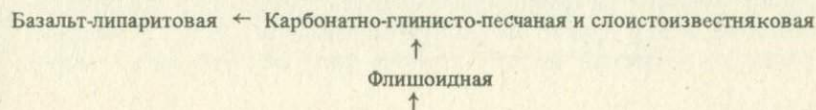


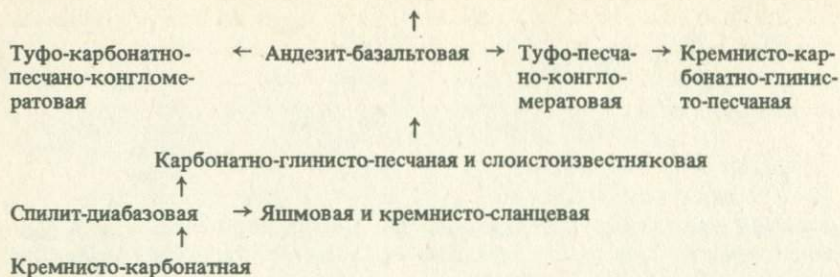
Чингиз-тарбагатайский подтип объединяет кембрийские формационные ряды Хемчикско-Куртушибинской и Северо-Саянской зон Западно-Саяна, кембрийско-силурийский Чингиз-Тарбагатай и верхнетриасово-меловой центральной части Охотско-Корякской складчатой системы, которые могут быть представлены следующей схемой:



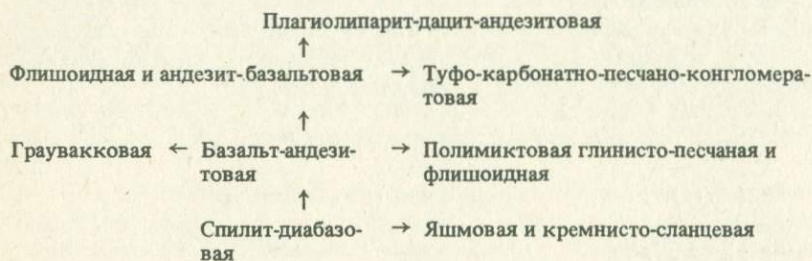
Джунгаро-балхашский тип эвгеосинклинальных формационных рядов протерозоя — кайнозоя включает, как уже отмечалось, те же типы вулканогенных формаций, что и уральский тип, кроме кварцкератофир-спилит-диабазовых. В формационных рядах спилит-диабазовые формации сменяются позднее андезит-базальтовыми и базальт-андезитовыми, а затем базальт-липаритовыми и плагиолипарит-дацит-андезитовыми. В основном по характеру осадочных формаций различаются три подтипа: горноалтайский, собственно джунгаро-балхашский и западнокорякский (для первого характерно присутствие карбонатных формаций, для последнего — выпадение и карбонатных, и флишеидных).

К горноалтайскому подтипу относятся верхнепротерозойско-силурийские формационные ряды Горного Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау, средне-верхнепротерозойский Таймыро-Североземельской области и девонско-пермский Корякии. Типовой формационный ряд таков:

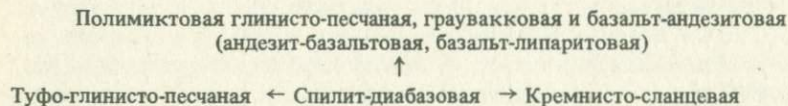




Собственно джунгаро-балхашский подтип объединяет формационные ряды Бетпак-Дала-Зайлийской системы (Є — S), Тектурмасской и Северо-Балхашской зон Джунгаро-Балхашской системы (O — C₁), Монголо-Охотской системы (S — K₁), Ванданской, Амгунской и Нижнеамурской зон Сихотэ-Алинской системы (D — K₂), Сахалина (PZ₁₋₂), Олюторского прогиба Камчатки (K₂ — N₁). Типовой формационный ряд имеет следующий вид:



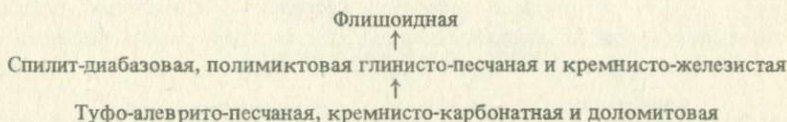
Западнокорякский подтип включает верхнепротерозойский формационный ряд Ланско-Джагдинского прогиба и верхнетриасово-нижнемеловые ряды Тауйского, Мургальского и Пекульнейского прогибов Охотско-Корякской системы, которые могут быть представлены такой схемой:



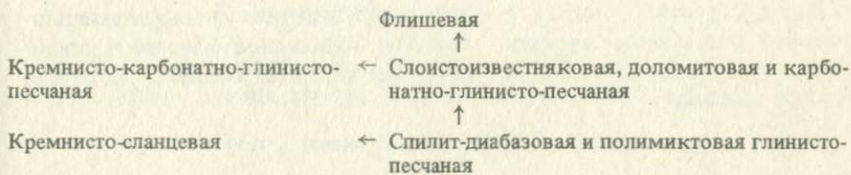
Эвгеосинклинальные формационные ряды камчатского типа исключительно мезозойско-кайнозойские и из вулканогенных формаций в них представлены трахит-базальтовые и андезит-базальтовые (в малокавказском подтипе плаггиолипарит-андезит-базальтовые), которые сменяются позднее базальт-андезитовыми. Различаются три подтипа: восточнокамчатский, малокавказский и западнокамчатский (для восточнокамчатского подтипа характерны флишоидные формации, для малокавказского — карбонатные, и те и другие отсутствуют в западнокамчатском подтипе).

Восточнокамчатский подтип отвечает ряду верхний мел — неоген

Южнотянь-шаньский тип миктогеосинклинальных рядов формаций развит от конца архея до кайнозоя. Из вулканогенных формаций для него характерны спилит-диабазовые. Подразделяется на два подтипа: собственно южнотянь-шаньский и сихотэ-алинский. Собственно южнотянь-шаньский подтип представлен тремя вариантами. Первый вариант включает архейско-нижнепротерозойский ряд Кейвской зоны Кольского полуострова и нижнепротерозойский Присаянья, которые, в общем, таковы:

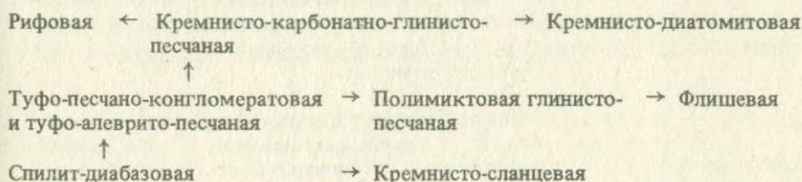


Второй вариант соответствует ордовикско-каменноугольным формационным рядам части Южного Тянь-Шаня (приведен ниже) и кембрийско-пермским запада Новой Земли:

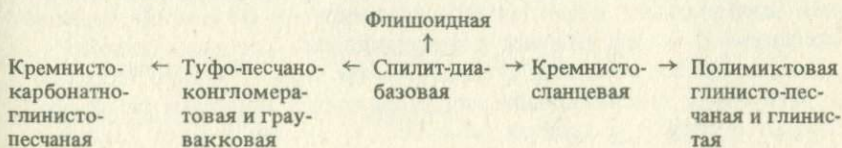


Третий вариант отвечает рядам Западно-Калбинской зоны (S-C₁), Рымникского прогиба Сахалина (J-K), Южно-Анхойского прогиба (J₃-K₁), о. Карагинского и Командорских островов (K₂-N).

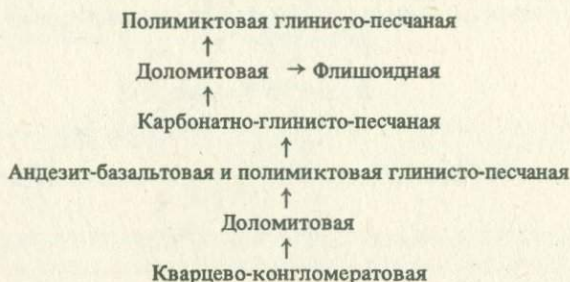
Типовой формационный ряд такой:



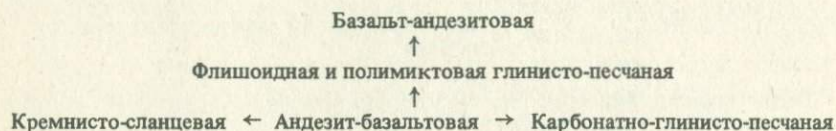
Сихотэ-алинский подтип объединяет верхнепротерозойско-силурийский формационный ряд Среднего Тянь-Шаня, девонско-среднеюрский Монгольской системы (Забайкалье), девонско-меловой Сихотэ-Алиня. Типовой ряд такой:



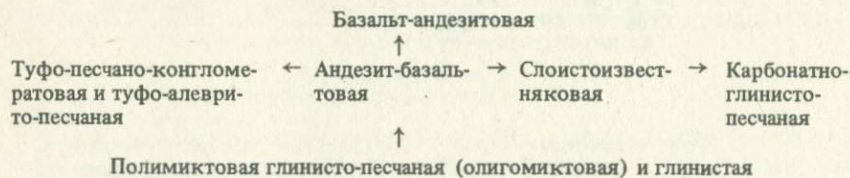
Восточносаянский тип миктогеосинклинальных рядов формаций характерен для позднего протерозоя и палеозоя, из вулканогенных формаций здесь присутствуют андезит-базальтовые, сменяющиеся позднее базальт-андезитовыми. Подразделяется на три подтипа: аргунский, жарма-саурский и собственно восточносаянский. Аргунский подтип соответствует верхнепротерозойско-среднекембрийскому ряду Аргунского массива:



Жарма-саурский подтип включает среднедевонско-нижнекаменноугольный ряд Жарма-Саурской зоны Обь-Зайсанской области и девонский Карабулакской зоны Джунгаро-Балхашской области, которые, в общем, таковы:



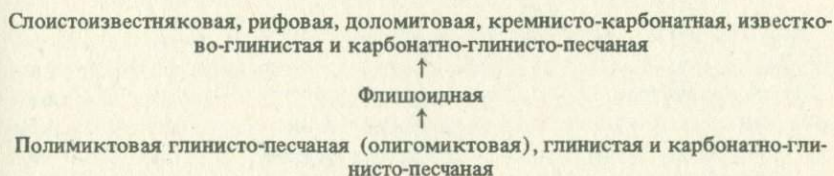
Собственно восточносаянский подтип объединяет верхнепротерозойско-среднекембрийские ряды Удско-Дербинской, Боксонской и Кизир-Казырской зон Восточного Саяна, а также верхнепротерозойский Урала. Типовой формационный ряд может быть представлен следующей схемой:



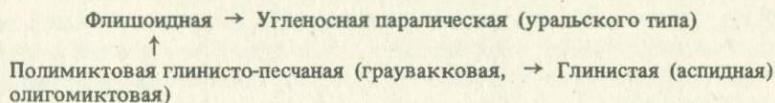
Миогеосинклинали западноуральского типа характеризуются сочетанием карбонатных, терригенных и флишоидных формаций; верхояно-кольмского — терригенных и флишоидных; северокавказского — карбонатных и терригенных, а сахалинского типа — только терригенных. Флишевые геосинклинали характеризуются широким развитием типичного флиша и резкой подчиненностью вулканогенных (андезит-базальтовых) формаций.

К миогеосинклиналиям западноуральского типа кроме Западно-Уральской ($O-P_1$) относятся верхнепротерозойская Мамско-Витимская и другие зоны байкалид, Копетдагская ($K-F$) и др.; к верхояно-колымскому – Верхояно-Колымская (C_2-J), Чукотская (P_2-J), Северо-Джунгарская ($D-C_2$); к северокавказскому – Северо-Кавказская ($J-F_2$), Чукотская (O_2-C_1) и др.; к сахалинскому – Ишикари-Углегорская (K_2-F) и Сванетская ($PZ-T$). К флишевым принадлежат геосинклинали Карпат ($K-F$), южного склона Большого Кавказа ($J-F$), Западно-Саянская (\mathcal{E}_3-S), Центральноджунгарская (S_2-C_1).

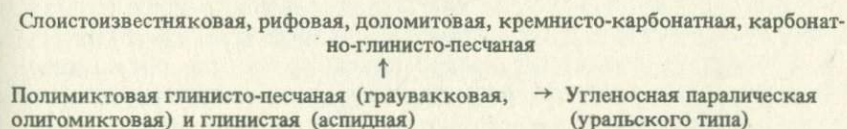
Типовой формационный ряд миогеосинклиналей западноуральского типа, формировавшихся с протерозоя до кайнозоя, следующий:



Верхояно-колымский тип миогеосинклинальных рядов формаций распространен с девона до юры. Формационный ряд их, в общем, таков:

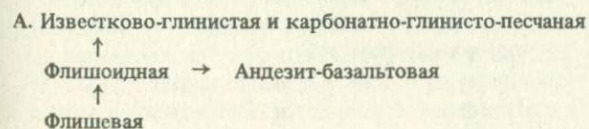


Миогеосинклинальные формационные ряды северокавказского типа распространены с раннего протерозоя (байкалиды) до кайнозоя. Последовательность формаций в них следующая:



Для сахалинского типа характерно господство полимиктовых глинисто-песчаных формаций, к которым на Сахалине присоединяется угленосная паралическая (уральского типа).

Последовательность формаций в рядах флишевых геосинклиналей весьма разнообразна, но характерно широкое развитие флишевых и флишоидных:



Б. Флишевая, карбонатно-глинисто-песчаная и слоистоизвестняковая

↑
Полимиктовая глинисто-песчаная и глинистая → Андезит-базальтовая → Туфо-песчано-конгломератовая и туфо-алевритопесчаная

В. Флишевая → Рифовая

↑
Флишоидная

Г. Флишоидная → Менилитовая

↑
Флишевая

Анализ карты магматических формаций СССР масштаба 1:2 500 000 [1971 г.] показывает, что намеченные типы геосинклиналей различаются также по характеру плутонизма, главным образом начального. Проявления начального плутонизма для уральского и джунгаро-балхашского типов эвгеосинклиналей характерны и разнообразны (в частности, типичны дунит-пироксенит-габбровые и перидотит-пироксенитовые формации). Эвгеосинклинали камчатского типа и миктогеосинклинали характеризуются обедненным начальным плутонизмом: габбро-диорит-диабазовые, габбро-перидотитовые и габбро-плагиогранитовые (впрочем, габбро-перидотитовые формации отсутствуют в миктогеосинклиналях рудноалтайского типа). Начальный плутонизм миогеосинклиналей проявлен слабо и неповсеместно, преобладает здесь габбро-диорит-диабазовая формация.

Отличительные признаки намеченных типов геосинклинальных прогибов приведены в табл. 2.

Подтипы эв- и миктогеосинклиналей намечены по набору осадочных формаций, ассоциирующих с вулканогенными. Нетрудно заметить, что некоторые отличительные особенности основных типов миогеосинклиналей прослеживаются в рядах формаций микто- и даже эвгеосинклиналей. Гомологами миогеосинклиналей западноуральского типа можно считать миктогеосинклинали рудноалтайского типа, собственно байкальского, собственно южнотянь-шаньского и аргунского подтипов, а также эвгеосинклинали собственно уральского и горноалтайского подтипов; миогеосинклиналей верхояно-колымского типа — миктогеосинклинали колывань-томского, сихотэ-алинского, жарма-саурского подтипов и эвгеосинклинали чингиз-тарбагатайского, собственно джунгаро-балхашского и восточнокамчатского подтипов; миогеосинклиналей северокавказского типа — миктогеосинклинали собственно восточносянского подтипа и эвгеосинклинали малокавказского подтипа; миогеосинклиналей сахалинского типа — эвгеосинклинали западнокорякского и западнокамчатского подтипов. Соотношения эти близки к введенному В.М. Цейслером понятию "фоновая ассоциация формаций".

Для большинства типов геосинклиналей могут быть намечены две стадии развития: ранне- и позднегеосинклинальная. Однако само разнообразие геосинклинальных прогибов показывает, что одинаковые стадии

развития разнотипных геосинклиналей не могут характеризоваться проявлением одних и тех же типов формаций. В этом необходимо уточнить представления Ю.А. Билибина [1948 г., 1955 г.] относительно выделения этапов тектоно-магматического цикла, хотя раннегеосинклинальная стадия полностью соответствует начальным и ранним этапам по Ю.А. Билибину, а позднегеосинклинальная — средним. Аналогичные замечания к схеме этапности тектоно-магматического цикла, предложенной Ю.А. Билибиным, сделал Г.Н. Щерба [1965 г.], который считал, что схема Ю.А. Билибина полностью применима только для геосинклиналей, закладываемых на океанической коре, а начальное развитие подвижных зон на переходной и континентальной коре не всегда будет сопровождаться перидотитовыми и базальтовыми магмами, чаще андезитовыми и дацитовыми.

По нашим данным [89], в эвгеосинклиналях уральского типа для раннегеосинклинальной стадии характерны кварцкератофир-спилит-диабазовая, глинистая (аспидная), кремнисто-карбонатная формации, для позднегеосинклинальной — базальт-андезитовая, флишевая, угленосная формации. Спилит-диабазовая, андезит-базальтовая, кремнисто-сланцевая и слоистоизвестняковая формации обычно, но не всегда относятся к первой стадии; флишеидная, напротив, тяготеет к позднегеосинклинальной.

Для эвгеосинклиналей джунгаро-балхашского типа специфические раннегеосинклинальные формации не известны; для этой стадии обычны спилит-диабазовая, базальт-андезитовая, кремнисто-сланцевая, граувакковая и туфо-песчано-конгломератовая формации, встречающиеся и позднее, а для позднегеосинклинальной стадии — базальт-липаритовая, плагиолипарит-дацит-андезитовая, флишеидная и карбонатно-глинисто-песчаная.

В эвгеосинклиналях Камчатки трахит-базальтовая, яшмовая, кремнисто-сланцевая формации сменяются на позднегеосинклинальной стадии флишеидной, полимиктовой, угленосной, кремнисто-диатомитовой.

Для миктогеосинклиналей байкальского типа характерны раннегеосинклинальные кварцкератофир-спилит-диабазовая, кремнисто-сланцевая, граувакковая и олигомиктовая формации, а также позднегеосинклинальные флишевая, слоистоизвестняковая, рифовая и карбонатно-глинисто-песчаная.

В миктогеосинклиналях южнотянь-шаньского типа спилит-диабазовая формация развита преимущественно (но не исключительно) на раннегеосинклинальной стадии, к которой относятся также яшмовая, углисто-кремнистая, глинистая (аспидная), слоистоизвестняковая и другие формации, а к позднегеосинклинальным — флишевая, флишеидная, рифовая. В миктогеосинклиналях восточносиаянского типа с раннегеосинклинальной стадией связаны андезит-базальтовая, кремнисто-сланцевая, граувакковая, слоистоизвестняковая и другие формации, а с позднегеосинклинальной — флишеидная и парамолассовая.

Для миктогеосинклиналей рудноалтайского типа характерна смена формаций кварцевых кератофиров и глинистой (аспидной) позднегеосинклинальными андезит-дацитовой, флишевой, флишеидной.

Классификация геосинклинальных прогибов

Типы геосинклинальных прогибов	Подвижные зоны и их возраст	Характерные вулканогенные и осадочные формации	Характерные plutонические формации	
			Раннегеосинклинальные	Позднегеосинклинальные
Эвгеосинклинали	Уральский	Корякия (Т-К), Восточно-Уральская (О-С), Западный Саян (Є), Чингиз-Тарбагатай (Є-S), Карелия (PR ₁₋₂) и др.	Дунит-пироксенит-габбровая, габбро-перидотитовая, перидотит-пироксенитовая, габбро-диорит-диабазовая, габбро-плаггиогранитовая	Диорит-плаггиогранитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая, габбро-граносиенит-гранитовая, гранит-гранодиоритовая
	Джунгаро-балхашский	Бетпак-Дала-Заилийская (Є-S), Северо-Балхашская (О-С ₁), Саляир (PR _{3-S}), Приохотская (S-K ₁), Западно-Корякская (Т ₃ -К ₁)		
	Камчатский	Курило-Восточно-Камчатская (К ₂ -N), Аджаро-Триалетская (К-Р), Малокавказская (J-P ₂)	Андезит-базальтовая, трахит-базальтовая, базальт-андезитовая, граувакковая, кремнисто-диатомитовая, кремнисто-сланцевая	Габбро-перидотитовая, габбро-диорит-диабазовая, габбро-сиенитовая
Миктогеосинклинали	Рудно-алтайский	Рудно-и Южно-Алтайская (D-C ₁), Удино-Витимская (PR-Є ₁), Байсунская Южного Тянь-Шаня (С)	Габбро-диорит-диабазовая, габбро-сиенитовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая

Миктогеосинклинали	Байкальский	Муйская, Гаргинская и Катерская Прибайкалья (PR), Передовой хребет Кавказа (S-C ₁), Колывань-Томская (D ₂ -C ₁)	Кварцкератофир-спилит-диабазовая, карбонатные, полимиктовая и олигомиктовая, глинистая, флишоидная	Габбро-перидотитовая, габбро-диорит-диабазовая, габбро-плаггиогранитовая	Диорит-плаггиогранитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая, гранитовая
	Южнотянь-шаньский	Южный Тянь-Шань (O-C), Западная Калба (S-C ₁), Сихотэ-Алинь (D-K), Монгольская (D-J ₂)	Спилит-диабазовая, карбонатные, полимиктовая глинисто-песчаная, флишоидная		
	Восточносаянский	Восточный Саян (PR-Є ₂), Урал (PR), Жарма-Саурская (D ₂ -C ₁), Аргунская (PR-Є ₂)	Андезит-базальтовая, базальт-андезитовая, полимиктовая, карбонатно-глинисто-песчаная, доломитовая		
Многогеосинклинали	Западноуральский	Мамско-Витимская и другие Прибайкалья (PR), Западно-Уральская (O-P ₁), Копетдаг (K-P)	Полимиктовая глинисто-песчаная, глинистая, флишоидная, карбонатные	Габбро-диорит-диабазовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая, гранитовая
	Верхояно-Колымский	Верхояно-Колымская (C ₂ -J), Чукотская (P ₂ -J), Северо-Джунгарская (D-C ₂)	Полимиктовая глинисто-песчаная, глинистая, флишоидная		
	Северокавказский	Внешние Прибайкалья (PR ₁), Чукотка (O ₂ -C ₁), северный склон Большого Кавказа (J-P ₂)	Полимиктовая глинисто-песчаная, глинистая, карбонатные	Габбро-диорит-диабазовая, габбро-плаггиогранитовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая, гранитовая

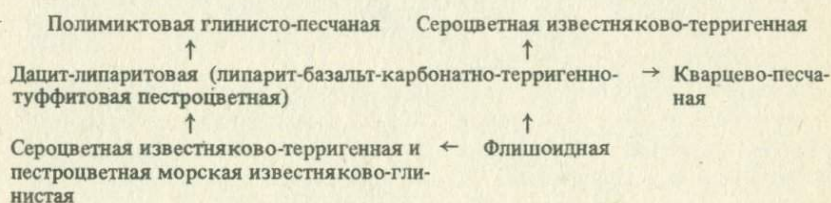
Продолжение табл. 2

Типы геосинклинальных прогибов		Подвижные зоны и их возраст	Характерные вулканогенные и осадочные формации	Характерные плутонические формации	
				Раннегеосинклинальные	Позднегеосинклинальные
Многосинклинали	Сахалинский	Ишикари-Углегорский прогиб Сахалина (K ₂ -P), Сванетия (PZ ₂₊₃ -T)	Полимиктовая глинисто-песчаная	—	Габбро-диорит-гранодиоритовая
	Флишевые геосинклинали	Карпаты (K-P), Западный Саян (Є ₃ -S), Центральноджунгарская (S ₂ -C ₁)	Флишевая, флишоидная	Габбро-диорит-диабазовая, габбро-плагиогранитовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая

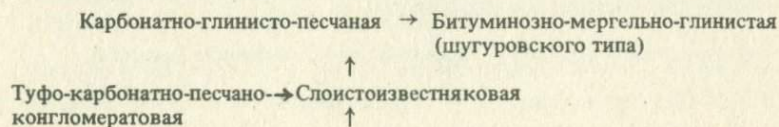
В миогеосинклиналиях четко выражены стадии не крупных тектонических циклов, а более мелких: в миогеосинклиналиях западноуральского и северокавказского типов чередование терригенных (и флишоидных) формаций с карбонатными, а в миогеосинклиналиях верхоанского типа — терригенных неритмичных формаций с флишоидными.

Таким образом, лишь немногие типы вулканогенных и осадочных формаций характерны для определенных стадий развития геосинклиналей. Типоморфными для раннегеосинклинальной стадии являются кварцкератофир-спилит-диабазовая, сравнительно редкая кератофир-спилит-диабазовая, яшмовая и углисто-кремнистая формации (последняя исключительно раннепалеозойская), а для позднегеосинклинальной стадии — плагиолипарит-дацит-андезитовая, угленосная паралическая (уральского типа), кайнозойские менилитовая и кремнисто-диатомитовая. Флишевые формации эв- и миктогеосинклиналей (но не флишевых геосинклиналей) также относятся к позднегеосинклиналиям.

Группа формаций срединных массивов и геоантиклиналей включает формации чехла срединных массивов, геоантиклиналей и пригеосинклинальных прогибов (последние могут закладываться как на геоантиклиналях, так и на срединных массивах). Можно наметить пять типов рядов формаций чехла срединных массивов (джунгарский, закавказский, охотский, буреинский, беломорский). Формационные ряды джунгарского типа формировались с позднего протерозоя до мезозоя (кембрийско-ордовикские ряды Чуйского и Атасу-Джунгарского массивов, верхнепротерозойско-среднеюрский Омолонского массива, верхнепалеозойские Храмского и Дзирульского массивов). Характерно преобладание вулканогенных и осадочных формаций, близких к орогенным и платформенным. Типовой ряд таков:



Закавказский тип чехла срединных массивов отвечает возрастному интервалу с юры до палеогена (Грузинский, Храмский, Локский, Армянский массивы). Для него характерны как геосинклинальные вулканогенные и осадочные формации, так и специфическая угленосная паралическая (закавказского типа). Соотношение формаций можно показать на следующей схеме:



Саяно-алатауский тип объединяет верхнепротерозойские геантиклинальные формации Западного Таймыра, верхнекембрийско-ордовикские Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, каменноугольно-среднетриасовые Музкол-Рангульской зоны Памира, средне-верхнеюрские Горного Крыма и др. Для него характерны парамолассовые, рифовые, слоисто-известняковые, кремнисто-карбонатные, карбонатно-глинисто-песчаные, туфо-карбонатно-песчано-конгломератовые и угленосные паралические (закавказского типа) формации.

Формационные ряды пригеосинклинальных прогибов также принадлежат двум типам: тувинскому и ханкайскому. Первый тип объединяет ордовикско-силурийские ряды формаций Тувинского, Лебедского и Центральносаянского прогибов Алтае-Саянской складчатой области. Для него характерна ассоциация пестроцветных морской известняково-глинистой и известняково-алевритопесчаной, красноцветной континентальной алевритопесчаной формаций. Ханкайский тип объединяет силурийско-юрские ряды формаций пригеосинклинальных прогибов Колымского и Ханкайского массивов, где развиты полимиктовые глинисто-песчаные (или базальт-андезит-глинисто-песчаная и плагиолипарит-дацит-андезит-глинисто-песчаная полимиктовые), песчано-доломитовая и кремнисто-сланцевая формации.

Характеристика перечисленных типов рядов формаций срединных массивов и геантиклиналей дана также в табл. 3.

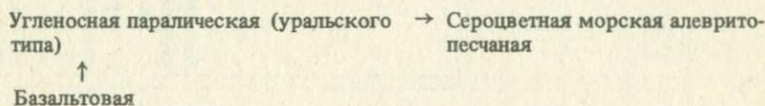
Вторая крупнейшая надгруппа формаций подвижных областей — орогенная — резко отличается от геосинклинальной набором формационных типов и, как указывалось выше, подразделяется на группы эпигеосинклинальную орогенную и постконсолидационной активизации. В эпигеосинклинальной орогенной группе по характеру формационных рядов можно наметить следующие подгруппы: пригеосинклинальную орогенную, краевых прогибов, межгорную, глыбовых поднятий и вулканогенных поясов (см. гл. III). Пригеосинклинальная орогенная подгруппа сходна с одноименной подгруппой группы срединных массивов и геантиклиналей. Формации этой подгруппы накапливались в прогибах, расположенных в окраинных частях относительно консолидированных складчатых областей и открывавшихся в смежные геосинклинали. Для них намечаются два типа формационных рядов: ануйско-чуйский и усть-оленёкский.

Ануйско-чуйский тип объединяет верхнепротерозойско (?) -среднекембрийский ряд Верхневитимского прогиба Байкальской области, девонский Ануйско-Чуйского и девонско-нижнекаменноугольный Кузнецкого прогибов Алтае-Саянской области, среднедевонско-нижнекаменноугольный Чингиза, девонско-нижнепермский Среднего Тянь-Шаня, палеогеновые формации Бадхыза и Карабиля. Типовой формационный ряд может быть представлен в следующем виде:

Полимиктовая глинисто-песчаная	Пестроцветная морская известняково-глинистая	Базальт-андезитовая и андезит-дацитовая
↑	↑	↑

Отмечаются довольно разнообразные проявления плутонизма: гранит-граносиенитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая и гранит-гранодиоритовая формации сменяются позже диорит-гранодиоритовой, гранодиорит-гранитовой, гранит-лейкогранитовой и гранит-граносиенитовой.

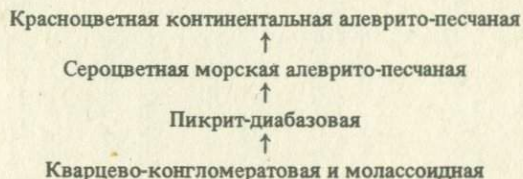
Устьоленёкский тип отвечает верхнепермско-триасовому формационному ряду Устьоленёкского прогиба, заложившегося после замыкания позднепалеозойской Таймырской геосинклинали и открывавшегося в Верхояно-Колымскую геосинклираль:



Для краевых прогибов, формировавшихся с конца и даже с середины протерозоя до кайнозоя включительно, наиболее характерна молассовая формация; в Карагандинском, Кузнецком, Горловском, Предуральском прогибах присутствует угленосная паралическая (карагандинского типа). Очень редко к молассе присоединяются другие типы осадочных формаций: туфодиамитовая в Северо-Сахалинском прогибе и карбонатно-кремнисто-глинистая в Зайсанском. Формации краевых прогибов характеризуются резко асимметричным строением. Мощность и доля участия в них грубообломочных пород резко возрастают в направлении от внешних (приплатформенных) частей прогибов к внутренним, примыкающим к горным системам. Присутствуют и морские, и континентальные отложения. Вулканогенные формации в краевых прогибах редки и обычно подчинены, но достаточно разнообразны по составу: трапповая базальтовая в Предуральском прогибе, трахидацит-трахилипаритовая в Прибайкальском (протерозойском), Олойском, Тайгоносском, Закарпатском прогибах, андезитовая в Момо-Зырянском, Северо-Сахалинском, дацит-липаритовая и базальтовая в Закарпатском, липарит-базальтовая в Тайгоносском прогибе. Плутонические формации не характерны.

Могут быть намечены шесть типов рядов формаций межгорных впадин: карельский, минусинский, тенизский, северотянь-шаньский, кавказский, амурский (табл. 4).

Карельский объединяет протерозойские ряды формаций межгорных впадин Карелии, имеющие следующий вид:



Из плутонических формаций с ними связаны перидотит-пироксенит-норитовая и щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов.

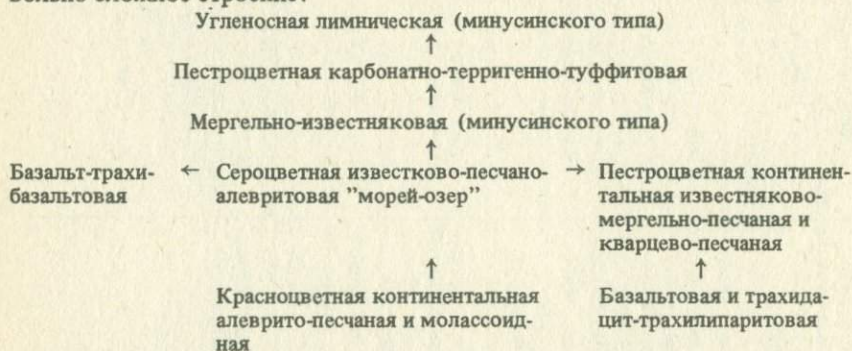
Минусинский тип включает два подтипа: собственно минусинский

Таблица 4

Классификация эпигеосинклинальных орогенных структур

Типы зон		Характерные примеры тектонических зон	Характерные вулканогенные и осадочные формации	Характерные плутонические формации
Пригеосинклинальные орогенные прогибы	Ануйско-чуйский	Верхневитимский (PR-Є ₂), Ануйской-Чуйский, Кузнецкий прогибы (D-C ₁), Средний Тянь-Шань (D-P)	Красноцветные молассоидная и алеврито-песчаная, полимиктовая, слоистоизвестняковая, дацит-липаритовая, андезитовая	Габбро-диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая
	Устьоленёкский	Устьоленёкский (P ₂ -T)	Базальтовая, угленосная (уральского типа), сероцветная морская алеврито-песчаная	?
Краевые прогибы		Карагандинский, Кузнецкий, Предуральский, Предкавказский, Предкарпатский и др.	Молассовая, угленосная (карагандинского типа)	Не характерны
Межгорные впадины	Карельский	Межгорные впадины карелид (PR)	Пикрит-диабазовая, кварцево-конгломератовая, молассоидная, красноцветная алеврито-песчаная	Перидотит-пироксенит-норитовая и щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов
	Минусинский	Минусинская, Чебаково-Балахтинская, Рыбинская (D-P ₁), Южно-Таймырская (P ₂ -T) и др.	Базальтовая, базальт-трахибазальтовая, молассоидная, красноцветная алеврито-песчаная	Щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов; щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов; щелочных гранитов и сиенитов
Межгорные впадины	Тенизский	Тувинская (D-C ₁), Джезказганская и Тенизская (D ₂ -P), Пусторецкая (N), Обь-Зайсанской области (C-T)	Дацил-липаритовая, андезитовая, андезито-базальтовая, молассоидная, угленосные, терригенно-галогеенная	Гранодиорит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая, аляскитовая, щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов
	Северотянь-шаньский	Впадины Северного Тянь-Шаня (D-C) и Монгольской и Приохотской систем (J ₂ -K ₁)	Дацил-липаритовая, андезитовая, базальтовая, молассоидная, сероцветная известняково-терригенная	Диорит-гранодиоритовая, гранит-лейкогранитовая, аляскитовая, гранит-граносиенитовая
	Кавказский	Впадины Прибайкалья (Є), Передового хребта Кавказа (C ₂ -T), Араксинская (P ₃ -N)	Красноцветные терригенные, молассоидная, серо- и пестроцветные карбонатные	Гранодиорит-гранитовая и гранит-лейкогранитовая
	Амурский	Впадины Омсукчанская (K ₁), Сихотэ-Алиня (K ₂ -N), Восточной Камчатки (N)	Сероцветные терригенные, в том числе угленосная (минусинского типа)	Гранодиорит-гранитовая, гранит-граносиенитовая
Глыбовые поднятия		Урал (Є ₃), Малый Кавказ (N), Корякия, Большой Кавказ (N-Q)	Андезитовая, дацит-липаритовая, базальтовая, липарит-базальтовая	Те же, что и в смежных межгорных впадинах
Вулканогенные пояса		Восточно-Азиатский (J ₃ -N) Прибалхашский (C-T ₁), Центральноказахстанский (D ₁₋₂)	Андезитовая, дацит-липаритовая, андезито-базальтовая, базальтовая	Диорит-гранодиоритовая, гранитовая, гранит-лейкогранитовая, аляскитовая, щелочных граносиенитов или щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов

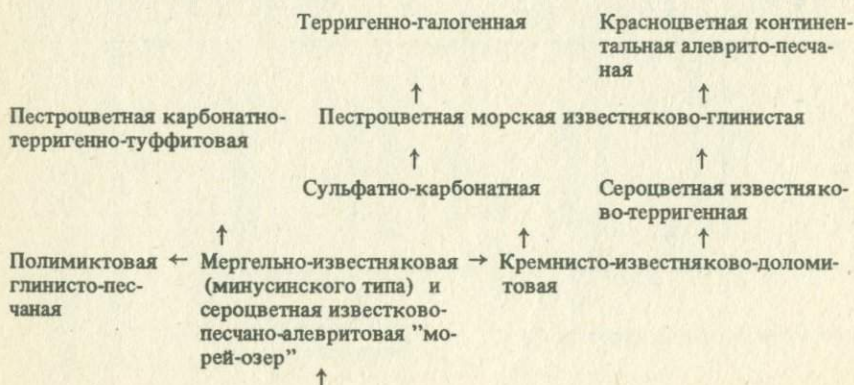
и южнотаймырский. Первый объединяет девонско-нижнепермские ряды Минусинской, Чебаково-Балахтинской, Назаровской и Рыбинской впадин Алтае-Саянской области. Их типовой формационный ряд имеет довольно сложное строение:



Из плутонических формаций для них обычны гранит-граносиенитовая; щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов; щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов; щелочных гранитов и сиенитов.

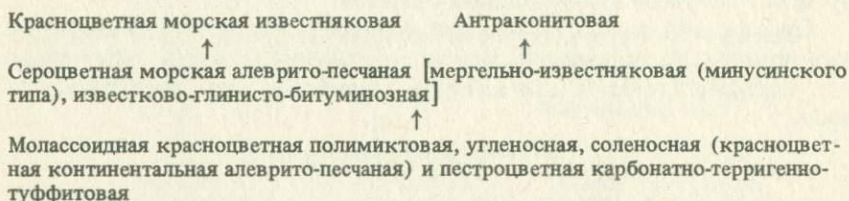
Южнотаймырский подтип охватывает верхнепермско-триасовый ряд Южно-Таймырской впадины и верхнемеловой — неогеновый Нижнеанадырской. Для него характерны молассоидные сероцветные полимиктовые и молассоидные угленосные формации в ассоциации с базальтовыми и липарит-базальтовыми. Отмечаются плутонические формации щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, а также щелочных гранитов и сиенитов.

Тенизский тип также включает два подтипа: собственно тенизский и пусторецкий. Первый объединяет девонско-нижнекаменноугольный ряд Тувинской и девонский Уйменской впадин Алтае-Саянской складчатой области, среднедевонско-пермские Джезказганской и Тенизской впадин Центральноказахстанской области, верхнекаменноугольно-пермские впадин Среднего и Южного Тянь-Шаня. Типовой формационный ряд их может быть показан так:



Из plutонических формаций с ним связаны диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитовая и гранит-лейкогранитовая.

Кавказский тип соответствует широкому возрастному диапазону — от конца протерозоя до неогена — и объединяет верхнепротерозойско (?)-кембрийские ряды формаций межгорных впадин Байкальской складчатой области, среднекаменноугольно-триасовый ряд Передового хребта Кавказа, пермо-триасовый Мангышлака, олигоцен-неогеновый Араксинской впадины. Типовой ряд формаций следующий:



Plутонические формации редки, это — гранодиорит-гранитовая и гранит-лейкогранитовая.

Амурский тип объединяет нижнемеловые формации Омсукчанской впадины, верхний мел — неогеновые Амура-Зейской впадины и впадин Сихотэ-Алиня, мел-эоценовые островов Анжу, эоцен-миоценовые Пенжинской впадины и неогеновые Восточной Камчатки. В них развиты молассоидные сероцветные полимиктовые и молассоидные угленосные формации, а также угленосные лимнические (минусинского типа). Plутонические формации редки: гранодиорит-гранитовые и гранит-граносиенитовые.

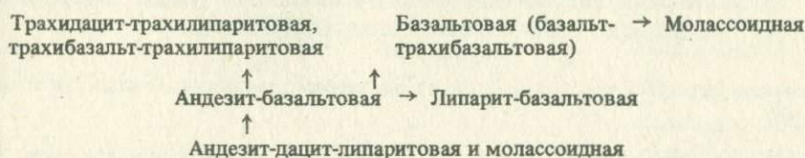
Как видно из изложенного выше, первые четыре типа формационных рядов межгорных впадин различаются в основном характером вулканизма. В межгорных впадинах карельского типа развита пикрит-диабазовая формация, а из осадочных — специфическая кварцево-конгломератовая. Минусинский тип выделяется широким развитием базальтовых и базальт-трахибазальтовых формаций. В тенизском типе среди вулканогенных формаций преобладают дацит-липаритовые, андезитовые и андезитобазальтовые. Северотянь-шаньский тип характеризуется совместным развитием как андезитовых и дацит-липаритовых (трахиандезитовых и трахидацит-трахилипаритовых), так и базальтовых формаций. Из plutонических формаций только с карельским типом связаны перидотит-пироксенит-норитовые; с минусинским — щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, а также щелочных гранитов и сиенитов; с тенизским и северотянь-шаньскими типами — преимущественно гранитоидные формации (табл. 4).

Кавказский и амурский типы почти не содержат вулканогенных образований. В первом отмечается ассоциация красноцветных терригенных, в том числе молассоидных формаций, с карбонатными и терригенно-карбонатными пестро- и сероцветными; во втором господствуют терригенные сероцветные, часто угленосные формации.

По тем же особенностям осадочных формаций, ассоциирующих с вулканогенными, выделены подтипы минусинского, тенизского и северо-тянь-шаньского типов. Гомологами кавказского типа являются карельский тип, собственно минусинский, собственно тенизский и собственно северо-тянь-шаньский подтипы; амурского типа — южнотаймырский, пусторецкий, монголо-охотский подтипы.

Формации глыбовых поднятий (андезитовые, или андезит-молассоидные, и липарит-базальтовые) накапливались спорадически и кратко-временно среди воздымавшихся гор. К ним относятся верхнекембрийские формации Урала, верхнеюрско-нижнемеловые Колымского и триасово-неогеновые Бурейского массивов, миоцен-плиоценовые Малого Кавказа, плиоцен-четвертичные Корякии, Командорских островов, Большого Кавказа, четвертичные Курильских островов.

К ним близки формации вулканогенных поясов, характеризующиеся длительными и мощными проявлениями наземного вулканизма трещинного и центрального типов в окраинных частях складчатых областей и платформ, граничащих с действующими геосинклинальными системами, а также полосовым распространением, большой протяженностью и выдержанностью по простиранию. На территории СССР к ним относятся нижне-среднедевонские формации Центральноказахстанского, каменноугольно-нижнетриасовые Прибалхашско-Илийского и верхнеюрско-неогеновые Восточно-Азиатского поясов. Типовой ряд их таков:

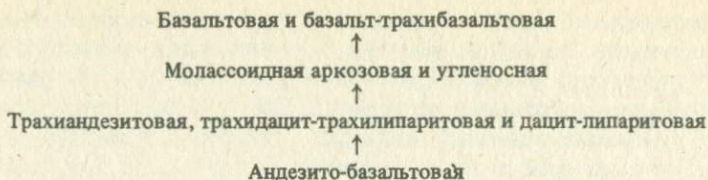


С ними ассоциирует чрезвычайно разнообразный набор plutonic формаций: гранитовая, диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая, аляскитовая, гранит-граносиенитовая, щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов; щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и сиенитов.

Формации группы постконсолидационной активизации по многим признакам сходны с таковыми эпигеосинклинальной группы. Среди них различаются формации предгорные, внутренних впадин и сводово-глыбовых поднятий.

Формационные ряды внутренних впадин, весьма близкие к рядам межгорных впадин эпигеосинклинальной группы, подразделяются на четыре типа: селенгинский, среднепамирский, зайсанский, тянь-шаньский.

Селенгинский тип объединяет верхнепермско-нижнемеловые ряды формаций внутренних впадин Селенгино-Яблоновой складчатой системы и близок к монголо-охотскому подтипу северо-тянь-шаньского типа межгорных впадин. Типовой ряд их следующий:



С ними ассоциируют разнообразные plutonic формации: диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая, гранит-граносиенитовая, щелочных гранитов и сиенитов.

Среднепамирский тип включает палеогеновые формации внутренних впадин Среднего Памира, близкие к таковым межгорных впадин минусинского типа: молассовая, андезитовая и базальт-трахибазальтовая, с которыми связана гранодиорит-гранитовая plutonic формация.

Зайсанский тип объединяет верхний мел-неогеновые ряды Зайсанской впадины, а также впадин Центральноказахстанской и Джунгаро-Балхашской складчатых областей. Для них характерна ассоциация молассоидной красноцветной полимиктовой или сероцветной полимиктовой, красноцветной континентальной алевроито-песчаной и сероцветной континентальной глинисто-песчаной формаций. Plutonic формации отсутствуют.

Тянь-шаньский тип отвечает юрско-неогеновым рядам внутренних впадин Тянь-Шаня и Алтае-Саянской складчатой области:

Молассоидная красноцветная полимиктовая, сероцветная полимиктовая или солонная

↑

Сероцветная известняково-терригенная, сероцветная глинисто-известняковая и пестроцветная морская известняково-глинистая

↑

Молассоидная угленосная, угленосные лимнические (челябинского и балахтинского типов)

Plutonic формации с рядами тянь-шаньского типа также не связаны.

Формации сводово-глыбовых поднятий областей постконсолидационной активизации распространены ограниченно, к ним относится, в частности, неогеновая базальт-трахибазальтовая формация в Селенгино-Яблоновой складчатой системе.

Предгорные формации накапливаются на периферии глыбовых гор областей активизации. К ним принадлежат, например, мел-неогеновые молассоидные формации, окаймляющие Южный Тянь-Шань, или юрские угленосные лимнические (черемховского типа), развитые в предгорных прогибах на границе Восточного Саяна и Сибирской платформы.

Обобщенные данные по классификации осадочных и вулканогенных формаций геосинклинальных и орогенных областей сведены в табл. 5.

Таблица 5

Классификация осадочных и вулканогенных формаций подвижных областей СССР

Надгруппы	Группы	Подгруппы	Типы формационных рядов	Подтипы формационных рядов		
Геосинклинальная	Собственно геосинклинальная	Эвгеосинклинальная	Уральский	Собственно уральский		
				Чингиз-тарабагатайский		
				Собственно джунгаро-балхашский		
					Джунгаро-балхашский	Горноалтайский
					Камчатский	Восточнокамчатский
						Малокавказский
						Западнокамчатский
				Миктогеосинклинальная	Рудноалтайский	—
					Байкальский	Собственно байкальский
						Колывань-томский
			Южнотянь-шаньский	Собственно южнотянь-шаньский		
				Сихотэ-алинский		
			Восточносаянский	Собственно восточносаянский		
				Аргунский		
				Жарма-саурский		
		Миогеосинклинальная	Западноуральский	Не выделяются		
			Верхояно-колымский			
			Северокавказский			
			Сахалинский			
		Флишево-геосинклинальная	Не выделяются			

Продолжение табл. 5

Надгруппы	Группы	Подгруппы	Типы формационных рядов	Подтипы формационных рядов	
Геосинклинальная	Срединных массивов и геоантиклиналей	Срединных массивов	Джунгарский Закавказский Охотский Буреинский Беломорский	Не выделяются	
		Геоантиклинальная	Успенско-джаильминский Саяно-алатауский		
		Пригеосинклинальная	Тувинский Ханкайский		
Орогенная	Эпигеосинклинальная	Пригеосинклинальная орогенная	Ануйско-чуйский Устьоленёкский		
		Краевых прогибов	Не выделяются		
		Межгорная	Карельский		
			Минусинский	Собственно минусинский Южнотаймырский	
			Тенизский	Собственно тенизский Пусторецкий	
		Северотянь-шаньский	Собственно северотянь-шаньский Монголо-охотский		
		Кавказский Амурский	Не выделяются		
		Глыбовых поднятий	Не выделяются		
		Вулканогенных поясов			
		Постконсолидационной активизации	Внутренних впадин	Селенгинский Среднепамирский Зайсанский Тянь-шаньский	
Предгорная	Не выделяются				
Сводово-глыбовых поднятий					

V. ТИПЫ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ И СИСТЕМ

Весьма перспективно выявление типов подвижных областей независимо от их геологического возраста. Первыми подобные попытки предприняли металлогенисты. Еще в 1948 г. Ю.А. Билибин различал на территории СССР геосинклинали уральского и дальневосточного типов. Е.А. Радкевич [1959 г.] разделила геосинклинальные зоны по петролого-геохимическому профилю на два ряда: фемический и сиалический. Л.И. Красный [1961 г.] классифицировал подвижные области на литические, сиало-литические, сиалические и фемическо-сиалические. В 1964 и 1965 гг. А.И. Семенов опубликовал работы о типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР: им были выделены три типа протерозойских металлогенических провинций (украинский, балтийский и байкальский) и пять послепротерозойских (уральский, казахстано-алтае-саянский, тянь-шаньский, дальневосточный и таймырский). Впоследствии четыре из пяти послепротерозойских типов (за исключением таймырского) сохранились, а протерозойские нашли место в систематике, принятой ранее для фанерозоя. Уральский тип именуется также фемическим, саянский — сиалическо-фемическим, тянь-шаньский — фемическо-сиалическим, а верхооянский — сиалическим. Е.А. Радкевич [1973 г.] добавила к ним ультрафемический и ультрасиалический типы.

Намеченные при анализе карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР и охарактеризованные в предыдущей главе типы формационных рядов подвижных зон позволяют по-новому подойти и к типизации подвижных областей. Характерные сочетания разнотипных геосинклинальных прогибов, геантиклиналей и срединных массивов в пределах тех или иных геосинклинальных систем, а также особенности их эпигеосинклинального орогенного развития дают возможность наметить семь типов послепалеозойских подвижных систем и областей геосинклинального ряда (не включая области постконсолидационной активизации): уральский с собственно уральским и саянским подтипами, сихотэ-алинский с собственно сихотэ-алинским и североземельским подтипами, камчатский, байкальский, зайсанский, карпатский, верхооянский [89]. Из них ранее были известны уральский, саянский (рассматриваемый теперь как подтип уральского типа), байкальский (объединенный теперь с тянь-шаньским) и верхооянский, а сихотэ-алинский, камчатский, зайсанский и карпатский типы намечены впервые.

Собственно уральскому подтипу кроме палеозойского Урала принадле-

жат карелиды Балтийского щита. Геосинклиналильные системы данного подтипа включают эвгеосинклиналильные прогибы уральского типа, которые сочетаются или с миогеосинклиналильной западноуральского типа, или с миктогеосинклиналильной южнотянь-шаньского; на эпигеосинклиналильном орогенном периоде развития закладываются краевые прогибы и (в карелидах) межгорные впадины карельского типа.

Геосинклиналильные области саянского подтипа (палеозойские Алтае-Саянская и Центральнокзахстанская, триасово-меловой структурный комплекс Охотско-Корякской системы) характеризуются сложным сочетанием эвгеосинклиналильных прогибов уральского и джунгаро-балхашского типов с миктогеосинклиналиями южнотянь-шаньского и восточносаянского типов, с геоантиклиналиями саяно-алатауского типа, средними массивами джунгарского и бураинского типов, пригеосинклиналильными прогибами тувинского типа. На эпигеосинклиналильном орогенном периоде развития в их пределах закладывались краевые прогибы, вулканогенные пояса, пригеосинклиналильные орогенные прогибы и межгорные впадины минусинского, тенизского, северотянь-шаньского и амурского типов. Оба подтипа складчатых областей характеризуются развитием эвгеосинклиналией уральского типа, в связи с чем объединяются в один тип.

В сихотэ-алинском типе подвижных систем развиты эвгеосинклинали джунгаро-балхашского типа как одиночные (североземельский подтип), так и в ассоциации с миктогеосинклиналиями южнотянь-шаньского и восточносаянского типов и с миогеосинклиналиями (собственно сихотэ-алинский подтип, которому принадлежат Сихотэ-Алинская, Монгольская, Приохотская и Джунгаро-Балхашская палеозойские и мезозойские складчатые системы). На эпигеосинклиналильном орогенном периоде развития формируются вулканогенные пояса, краевые прогибы и межгорные впадины северотянь-шаньского и амурского типов.

Камчатский тип мезозойско-кайнозойских складчатых систем, к которому кроме Курило-Камчатской относится складчатая система Малого Кавказа, характеризуется развитием эвгеосинклиналией камчатского типа, сочетающихся со срединными массивами закавказского и охотско-го типов. На эпигеосинклиналильном орогенном периоде их развития формируются краевые прогибы и межгорные впадины тенизского, кавказского и амурского типов.

Байкальский тип объединяет разновозрастные складчатые системы (протерозойскую Байкальскую, палеозойские Куньлуньскую, Южнотянь-Шаньскую, Кавказскую, мезозойско-кайнозойскую Сахалинскую и др.), в которых миктогеосинклинали байкальского и южнотянь-шаньского типов сочетаются с миогеосинклиналиями западноуральского, северокавказского, иногда сахалинского типа. На эпигеосинклиналильном орогенном периоде их развития возникали краевые и пригеосинклиналильные прогибы, межгорные впадины карельского, тенизского и кавказского типов.

Для зайсанского типа (протерозоицы Урала, позднпротерозойско-кембрийские складчатые системы Яблоново-Ханкайского пояса, палео-

зойская Зайсанская система) характерно сочетание миктогеосинклиналей рудноалтайского и восточноаянского типов и миогеосинклиналей западноуральского и северокавказского типов, а на эпигеосинклинальном орогенном периоде развития — формирование краевых прогибов и межгорных впадин минусинского, тенизского и кавказского типов.

Отличительная особенность мезозойско-кайнозойских складчатых систем карпатского типа (Карпаты, Горный Крым, Большой Кавказ и Копетдаг) — развитие флишевых геосинклиналей и миогеосинклиналей северокавказского и западноуральского типов, иногда сочетающихся с геосинклиналями саяно-алатауского типа; на эпигеосинклинальном орогенном периоде развития возникают краевые прогибы.

Складчатые системы верхоянского типа (палеозойско-мезозойские Верхоянская, Чукотская, Таймырская, Каракорумская и протерозойская Тиманская) характеризуются сочетанием миогеосинклиналей верхояно-колымского и западноуральского типов с геосинклиналями саяно-алатауского и срединными массивами бураинского типов. Эпигеосинклинальный орогенный период их развития отличается формированием вулканогенных поясов, краевых прогибов, пригеосинклинальных прогибов и межгорных впадин минусинского и амурского типов.

Типы подвижных областей и систем охарактеризованы в табл. 6, а также показаны на рис. 39.

Намеченные типы подвижных систем четко различаются и по ассоциациям плутонических формаций (судя по карте магматических формаций СССР), и соответственно по своей металлогении. Наиболее полно и разнообразно плутонические формации ранних стадий геосинклинального развития представлены в областях уральского типа (перидотит-пироксенитовая, дунит-пироксенит-габбровая, габбро-перидотитовая, габбро-диорит-диабазовая, габбро-плагιοгранитовая); для областей сихотэ-алинского, зайсанского и байкальского типов характерны габбро-перидотитовая, габбро-диорит-диабазовая и габбро-плагιοгранитовая формации; для систем камчатского типа — габбро-перидотитовая, габбро-диорит-диабазовая и габбро-сиенитовая формации; обеднен комплекс "раннестадийных" плутонических формаций в областях карпатского (габбро-диорит-диабазовая и габбро-плагιοгранитовая) и особенно верхоянского типа (лишь габбро-диорит-диабазовая формация).

Плутонические формации средних стадий развития в подвижных областях уральского типа достаточно разнообразны (габбро-диорит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая, габбро-граносиенит-гранитовая); в системах байкальского и сихотэ-алинского типов к ним прибавляются гранитовые (и мигматит-гранитовые) формации, но отсутствуют габбро-граносиенит-гранитовые; в областях зайсанского и верхоянского типов из этой ассоциации выпадает также гранит-гранодиоритовая формация, а в системах камчатского и карпатского типов проявляется лишь габбро-диорит-гранодиоритовая.

Эпигеосинклинальные орогенные ("позднестадийные") плутонические формации наиболее полно и разнообразно представлены в областях саянского подтипа уральского типа (гранит-лейкогранитовая, алья-

Таблица 6

Типы и подтипы подвижных областей и систем на территории СССР

Типы и подтипы подвижных областей и систем	Подвижные системы и области (время их геосинклинального развития)
Уральский Собственно уральский	Карелиды (AR-PR ₁₋₂), уралиды (O-P ₁)
Саянский	Центральноказахстанская, Алтае-Саянская (PR ₃ -S), Охотско-Корякская (T ₃ -K)
Сихотэ-алинский Собственно сихотэ-алинский	Сихотэ-Алинская (D-K ₂), Монгольская (D-J ₂), Приохотская (D-K ₂), Джунгаро-Балхашская (O-C ₁)
Североземельский	Таймыро-Североземельская (PR ₃), Корякская (D-P), Сахалинская (PZ)
Камчатский	Курило-Камчатская (K ₂ -N), Малокавказская (J-P ₂)
Байкальский	Байкальская и Енисейско-Присаянская (PR), Южно-Тянь-Шаньская (O-C), Новоземельская (Є-P), Кавказская (S-T), Сахалинская (J-Ф)
Зайсанский	Яблоново-Ханкайский пояс (PR ₃ -Є), доуралиды (PR ₃), Зайсанская (S-C ₁)
Карпатский	Карпатская (K-Ф), Большого Кавказа (J-Ф ₂), Копетдагская (J-Ф ₂)
Верхоянский	Чукотская (D-C и T-J ₂), Таймырская (C ₂ -P ₂), Каракорумская (C-J), Верхоянская (C ₂ -J ₂)

проявляется в подвижных областях саянского подтипа уральского типа, в собственно уральском подтипе более развит геосинклинальный плутонизм, а не эпигеосинклинальный орогенный; сихотэ-алинский и байкальский типы, напротив, характеризуются более умеренным проявлением плутонизма ранних стадий; системы зайсанского и особенно верхоянского типов — повышенной ролью "позднестадийных" плутонических формаций, а системы камчатского и карпатского типов — относительно бедным и однообразным плутонизмом при большей роли первых формаций ранних стадий.

Характерные типы геосинклинальных зон			
Эвгеосинклинали	Миктогеосинклинали	Миогеосинклинали	Флишевые геосинклинали
Уральский	Южнотянь-шаньский	Западноуральский	—
Уральский и джунгаро-балхашский	Южнотянь-шаньский и восточносаянский	—	Редки
Джунгаро-балхашский	—	Верхояно-колымский, северокавказский и сахалинский	Редки
—	—	—	—
Камчатский	—	—	—
—	Байкальский и южнотянь-шаньский	Западноуральский и северокавказский	—
—	Рудноалтайский и восточносаянский	—	—
—	—	—	Обычны
—	—	Верхояно-колымский, западноуральский	—

Соответственно различна и эндогенная металлогения намеченных выше типов подвижных областей и систем. По металлогенической карте СССР масштаба 1:2 500 000 [1971 г.] к областям уральского типа приурочена медно-никелево-хромитовая и железо-титан-платиновая минерализация, а в саянском подтипе также и золото-молибден-вольфрамовая. Для сихотэ-алинского типа наиболее обычна редкометалльная (существенно олово-молибден-вольфрамовая) минерализация. В системах камчатского типа редкометалльная (вольфрам-молибденовая) минерализация ассоциирует с колчеданной (характерной и для уральского типа),

золоторудной, мышьяково-сурьмяно-ртутной. Для байкальского типа обычна колчеданная, скарновая железо- и золоторудная минерализация; для зайсанского типа — свинцово-цинковая в сочетании с золото-молибден-вольфрамовой. В системах карпатского типа свинцово-цинковая минерализация ассоциирует с редкометальной, а для верхожанского типа определяющей является эпигеосинклинальная орогенная минерализация: молибденово-золотая, серебряно-свинцово-цинково-оловянная, мышьяково-сурьмяно-ртутная.

Конечно, это самая предварительная и общая характеристика металлогении намеченных типов подвижных областей и систем. Интереснейшей задачей явилось бы составление металлогенической карты, на которой были бы выделены не только складчатые области и системы, но и зоны в их пределах, различающиеся по типам формационных рядов. В легенде составляемого сейчас атласа металлогенических карт и металлогенической карты СССР некоторые предложения автора в этом направлении учтены, но далеко не полностью.

VI. ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ СССР ПО ДАННЫМ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

В.В. Белоусов [1954 г.] определяет геотектоническое районирование как классификацию участков земной коры по признакам их строения и истории структурного развития. Обычно различают три метода тектонического районирования: а) структурный (или морфологический); б) "по возрасту главной складчатости" и в) структурно-вещественный (или структурно-формационный).

Структурный метод играл ведущую роль на заре развития геотектоники. Например, основоположник контракционной гипотезы Л. Эли де Бомон в середине XIX в. определял возраст горных систем по несогласиям. Будучи убежденным катастрофистом, он полагал, что каждая горная система возникала в короткий промежуток времени между образованием наиболее молодого крутопадающего слоя и залегающего на нем горизонтального. Параллельные друг другу горные цепи считались одновозрастными, соответствующими одному перевороту в истории Земли. Развивая свои взгляды, Л. Эли де Бомон со временем насчитывал все больше таких переворотов.

Даже столетием позже, в 30-х годах нашего века, сибирские геологи основное внимание уделяли поискам перерывов в осадконакоплении и несогласий, считая их всеобщими и охватывающими всю земную поверхность, что вытекало из пульсационной гипотезы развития Земли, защищавшейся М.А. Усовым [75]. Именно таким методом были выделены салаириды, самостоятельность которых (и прежде всего, на Салаире) впоследствии не подтвердилась, а также были намечены многие десятки фаз тектогенеза. В настоящее время максимальное значение выявлению несогласий в геологических разрезах придает А.А. Пронин. Однако в целом структурный метод тектонического районирования утратил роль ведущего.

При собственно тектоническом районировании структурный метод используют как вспомогательный. С его помощью выделяют складчатые и нескладчатые комплексы. Помогает их разграничивать выявление поверхностей крупных региональных несогласий. Дислоцированные участки можно разделить более подробно по типам складок (хорошую возможность для этого дают в настоящее время материалы космической съемки).

Основным стало районирование "по возрасту главной складчатости". Этот метод оформился еще в конце XIX в. благодаря трудам М.Бертра-

на [94 и др.], наметившего планетарные циклы тектогенеза, в каждом из которых повторяются определенные стадии и соответствующие им формации. Г. Штилле связал проявления магматизма со стадиями геотектонического цикла и придал планетарный характер не только циклам, но и фазам тектогенеза, создав известный "канон фаз". Этот метод зародился и оформился как следствие контракционной гипотезы, из которой непосредственно вытекали одновременность и планетарное проявление фаз сжатия и складчатости.

Районирование "по возрасту главной складчатости" было положено в основу как первых тектонических схем территории СССР, составленных А.Д. Архангельским, Н.С. Шатским, Д.В. Наливкиным, М.М. Тетяевым, так и тектонических карт СССР под редакцией Н.С. Шатского и А.А. Богданова, а также подготовленных по их образцу карт континентов и мира. В настоящее время метод районирования "по возрасту главной складчатости" остался практически без теоретического обоснования. Контракционная гипотеза ныне отвергнута почти всеми тектонистами (подробнее об этом сказано в гл. VII).

Н.С. Шатский, В.В. Белоусов, а за ними большинство советских тектонистов давно пришли к выводу об отсутствии общепланетарных фаз складчатости, хотя это заключение в последнее время иногда ставится под сомнение. А.Л. Яншин при анализе тектонической карты Евразии выявил асинхронность формирования складчатых систем, относимых к одному циклу (но все же не отказался от привычных представлений о планетарных эпохах складчатости).

Н.С. Шатский и Н.П. Херасков, поняв, что если бы на тектонических картах изображался только возраст складчатости и ничего больше, то они имели бы лишь специальное значение для рассмотрения некоторых вопросов, попытались доказать, что герциниды, альпиды и т.д. являются прежде всего исторически сменяющимися друг друга типами крупнейших структур.

Н.С. Шатский [84, с. 191—200] вслед за Г. Шнейдерхеном считал, что каледонский период — предвестник герцинид, а альпийская эпоха широтной зоны Евразии — эпоха затухания, что каледонида якобы сформировались только в первую из обычных трех стадий развития подвижных систем. Поэтому в них отсутствуют мощные кислые интрузии и краевые прогибы. Это обстоятельство объясняется тем, что крупные движения поднятий в них не развивались. Герциниды — кульминационный пункт развития складчатости земной коры, а альпиды — остаточная складчатая зона.

Н.П. Херасков [81] охарактеризовал особенности байкалид, но нашел, что достоверных качественных различий между каледонскими и герцинскими геосинклинальными структурами нет, формации внутренней зоны байкалид довольно сходны с формациями каледонид и герцинид, а мезозойды по слабой расчлененности и развитию аллохтонных формаций близки байкалидам. Средиземноморские альпиды по отдельным признакам сходны с каледонидами и герцинидами, отличаясь от них наличием срединных массивов.

А.Л. Яншин [1965 г.] также признает "незавершенность" каледонского цикла. Он выделяет межгорные впадины каледонид в особую категорию "эпикаледонских впадин", а отличительной чертой мезозойско-кайнозойских геосинклинальных областей от палеозойских считает наличие в первых срединных массивов.

Рассмотрим конкретно перечисленные качественные различия складчатых систем разного возраста. Не выдерживает критики представление, что каледониды сформировались в одну лишь раннюю стадию развития геосинклинальных систем. В "каледонидах" Саяно-Казахстанского складчатого пояса весьма распространены "среднестадийные" гранитоидные интрузии, а магматизм поздних стадий проявляется даже полнее и разнообразнее, чем в "герцинидах" Урала. Интенсивные поднятия и горообразование в Алтае-Саянских "каледонидах" проявились, пожалуй, сильнее, чем в типичных герцинидах. В связи с этим небезынтересно, что, по материалам А.Б. Ронова, в девоне за единицу времени накапливались максимальные для всего фанерозойского объема отложений (см. рис. 38). Отсутствие краевых прогибов обусловлено структурным положением складчатых систем "каледонид" на границе с областями поднятия, в том числе со щитами платформ, а не тем, что в их пределах не возникал горный рельеф.

Едва ли срединные массивы можно считать серьезным отличием мезозойско-кайнозойских геосинклинальных областей от палеозойских. Они есть в палеозойском Саяно-Казахстанском подвижном поясе, да и в альпийском широтном поясе Евразии уже в палеозое имелись обширные срединные массивы.

Таким образом, трудно назвать реально существующие качественные различия фанерозойских складчатых систем разного возраста. Конечно, раннепротерозойские геосинклинали (протогеосинклинали) развивались иначе, чем фанерозойские. С ними связаны кремнисто-железистые (джеспилитовые), мигматит-гранитовые формации. С другой стороны, вулканогенные и многие осадочные формации протерозойских геосинклиналей однотипны фанерозойским. Во всяком случае нередко различия между разновозрастными складчатыми системами не менее существенны. В связи с этим непонятно, например, какую практическую ценность может иметь объединение на тектонической карте Евразии в одну группу герцинид складчатых систем Урала, Южного Таймыра и Восточного Забайкалья, резко различающихся между собой историей развития, находящей отражение в рядах формаций, и металлогений.

Практически "эпохи складчатости" превратились в чисто геохронологическое понятие, к тому же весьма условное и неопределенное, так как "циклы" во времени значительно перекрывают друг друга.

Понимая условность разграничения каледонид, герцинид, мезозоид и альпид, многие авторы тектонических карт начинают выделять ранние и поздние каледониды и т.п., но подобный прием принципиально мало что меняет, тем более что в одних случаях "зонами ранней консолидации" называют геосинклинали внутри продолжавших развиваться геосинклинальных областей, а в других за основу берут время замыкания геосинклинальной области или системы в целом.

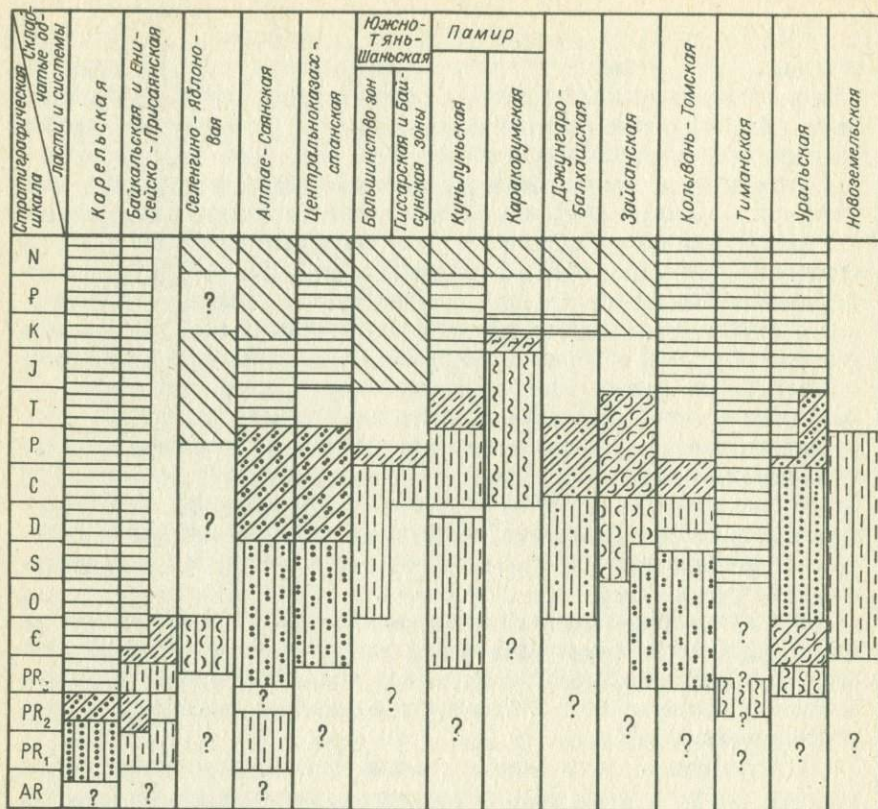
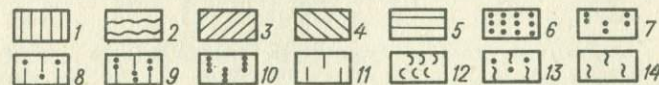
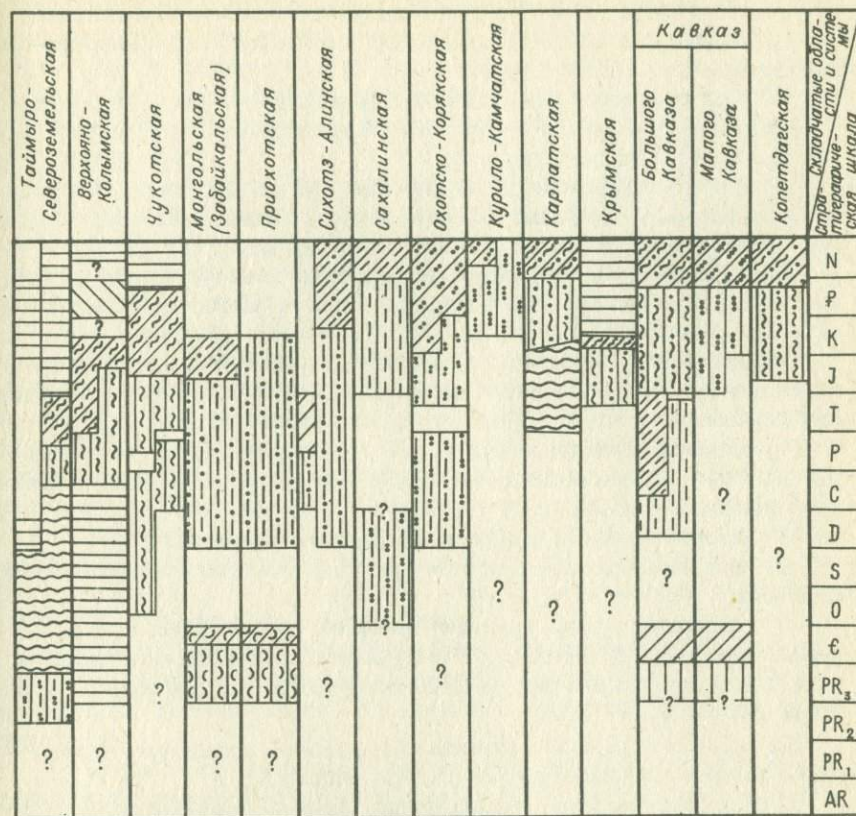


Рис. 40. Структурно-формационные комплексы послеварисских подвижных областей и квазиplatformенный. Типы подвижных областей и систем: 6-7 - уральский собственно сихотэ-алинский, 9 - североземельский подтипы); 10 - камчатский;

Если же учесть время не только окончания геосинклинального развития подвижных систем, но и его начала (а на такую возможность давно указывал Н.С. Шатский), то выясняется, что байкальский, каледонский и герцинский "циклы" не могут служить и возрастными эталонами. Так, "каледонский" период геосинклинального развития Алтае-Саянской складчатой области начался в позднем протерозое, когда еще продолжалось геосинклинальное развитие байкалид, а закончился в силуре - гораздо позднее заложения (в ордовике и даже в кембрии) геосинклиналей типичных герцинид Западной Европы и Урала.

Реальные возрастные группы подвижных областей и систем террито-



теи территории СССР.

клинальный орогенный, 4 - постконсолидационной активизации, 5 - платформенный (6 - собственно уральский, 7 - саянский подтипы); 8-9 - сихотэ-алинский (8 - 11 - байкальский; 12 - зайсанский; 13 - карпатский; 14 - верхоянский.

рии СССР не укладываются обычно в возрастные рамки общепринятых "циклов". На рис. 40 показано время формирования структурно-формационных комплексов основных регионов СССР. По времени формирования геосинклинальных структурных комплексов могут быть намечены следующие возрастные группы послеварисских подвижных областей СССР:

- 1) архейско(?)-раннепротерозойские (карелиды европейской части СССР, первые геосинклинальные структурные комплексы Байкальской, Енисейско-Присянской и Восточно-Саянской складчатых систем);
- 2) позднепротерозойские (вторые геосинклинальные структурные

комплексы Байкальской и Енисейско-Присяянской складчатых систем, первый геосинклинальный структурный комплекс Урала, Таймыро-Североземельская складчатая система);

3) позднепротерозойско-кембрийские (Селенгино-Яблоновая складчатая система, фундамент Аргунского, Буреинского, Ханкайского массивов, Ланско-Джагдинская зона);

4) позднепротерозойско-силурийские (Алтае-Саянская и Центральноказахстанская складчатые области, первый геосинклинальный структурный комплекс Кунылуьнской складчатой системы);

5) ордовикско (кембрийско)-пермские (каменноугольные) (Уральская, Новоземельская, Южно-Тянь-Шаньская и Джунгаро-Балхашская складчатые системы);

6) девонско(силурийско)-каменноугольные (складчатые системы Передового хребта Кавказа, Зайсанская, Колывань-Томская, первый геосинклинальный структурный комплекс Чукотской системы);

7) девонско-триасовые (пермские) (геосинклинальная зона Сванетии и первый геосинклинальный структурный комплекс Охотско-Корякской складчатой системы);

8) девонско-юрская (Монгольская складчатая система);

9) девонско-меловые (Сихотэ-Алинская и Приохотская складчатые системы);

10) каменноугольно-пермские (вторые геосинклинальные структурные комплексы Таймырской и Кунылуьнской складчатых систем);

11) каменноугольно-юрские (Каракорумская и Верхоянская складчатые системы);

12) триасово(пермско)-юрская (Чукотская складчатая система – второй геосинклинальный структурный комплекс);

13) триасово-меловые (киммериды Горного Крыма и второй геосинклинальный структурный комплекс Охотско-Корякской складчатой системы);

14) юрско-палеогеновые (складчатые системы Большого и Малого Кавказа, Копетдага, Сахалина);

15) мел-палеогеновая (Карпатская складчатая система);

16) мел-неогеновая (Курило-Камчатская складчатая геосинклинальная система).

Попытаемся сопоставить реально существующие возрастные группы подвижных систем территории СССР с эталонными тектоно-магматическими циклами. Первая группа соответствует карелидам, а вторая байкалидам (более условно). Четвертая группа наиболее полно отвечает каледонидам Западной Европы, но третья не имеет аналогов ни среди каледонид, ни среди собственно байкалид.

Сложнее отыскать возрастные аналоги герцинид Западной Европы: ближе всего к ним стоят подвижные системы шестой группы, завершившие геосинклинальное развитие в раннем карбоне, уже пятая и седьмая группы включают значительно более молодые складчатые системы, а отнесение к герцинидам десятой группы было бы недоразумением, так как эти геосинклинальные системы возникли уже после того как замк-

нулись геосинклинали герцинид. В еще большей степени сказанное относится к Монгольской и Прихотской складчатым системам, причисленным на тектонической карте Евразии к герцинидам.

Мезозойды также существенно разновозрастны и среди них намечается пять возрастных групп (восьмая, девятая, одиннадцатая, двенадцатая и тринадцатая).

К тому же не всегда "возраст складчатости" понимается однозначно. Н.С. Шатский за "возраст складчатости" принимал время превращения геосинклиальной области в платформенную. Однако в настоящее время установлено, что геосинклиальный и платформенный периоды развития разделяются достаточно длительным эпигеосинклиальным орогенным.

При составлении большинства тектонических карт "возраст складчатости" определялся по смене флишевых формаций молассовыми, по времени заложения краевых прогибов и межгорных впадин. Однако, как отмечал и Н.П. Херасков, определенные трудности вызывают "геоантиклинальные орогенные" формации, которые начинают накапливаться иногда задолго до замыкания геосинклиальной системы. Неприемлемым в этом отношении является и расширенное понимание термина "моласса", развиваемое, в частности, О.А. Мазаровичем. Вообще практика выборочного использования отдельных "ведущих" типов формаций преимущественно в целях определения "возраста складчатости" выхолащивает содержание формационного анализа.

Недавно оформился метод тектонического районирования "по времени становления континентальной коры", но этот метод является разновидностью районирования "по возрасту складчатости" и имеет те же недостатки.

Структурно-формационный (структурно-вещественный) метод тектонического районирования еще только складывается как самостоятельный. Сущность его в представлении тектонических подразделений разного ранга как определенных рядов формаций, их парагенезов. Этот метод имеет ряд преимуществ перед наиболее распространенным методом районирования "по возрасту складчатости". Он позволяет подойти к типизации подвижных областей, систем и зон по типу тектонического развития, находящему отражение в формационных рядах, показать разнотипность ряда разновозрастных зон и систем и однотипность многих разновозрастных, выяснить действительное время проявления этапов и периодов развития конкретных складчатых систем, освободившись от гипноза планетарных циклов тектогенеза.

Полноценных примеров применения структурно-вещественного принципа тектонического районирования еще не имеется. Однако частично, в виде отдельных элементов, этот принцип уже использовался. На тектонической карте СССР масштаба 1:2 500 000 под редакцией Т.Н. Спичарского [1966 г.] складчатые системы сгруппированы по типам геосинклиальных режимов (фемический, салическо-фемический, фемическо-салический и салический), а не по времени их завершения. Однако в данном случае создается парадоксальное положение: широко используя результаты формационного анализа (петролого-геохимические типы

складчатых областей, выделение структурных ярусов в них и на платформах и т.п.), Т.Н. Спизарский вообще отрицает применимость формационного анализа для тектонического районирования.

Принципиально иной подход у Ю.А. Косыгина и его сотрудников. Высоко оценив значение и роль формационного анализа, они при составлении карты тектоники докембрия континентов [1972 г.] ограничились типизацией наиболее крупных формационных подразделений — "структурно-вещественных комплексов", "перескочив" через обязательный этап выделения конкретных формаций и анализа формационных рядов.

Гораздо полнее учитывался формационный анализ при региональных тектонических исследованиях. В Казахстане и Средней Азии, на Кавказе, Урале и в других складчатых областях давно намечены структурно-формационные зоны, различающиеся своими формационными рядами. Формационный анализ положен в основу составления региональных средне-масштабных тектонических карт Алтае-Саянской складчатой области, Казахстана и других регионов.

На основе карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР масштаба 1:2 500 000 [43] автором составлены схемы структурно-формационного районирования территории СССР (рис. 39 и 41). Первая (рис. 39) иллюстрирует распространение на территории СССР разных типов подвижных областей и систем, на второй (рис. 41, см. вкладку в конце книги) выделены зоны, соответствующие типам и подтипам формационных рядов. Время их формирования показано индексами и не привязано к каким-либо планетарным тектоническим циклам.

Как очевидно, детальность тектонического районирования складчатых областей на рис. 41 значительно выше, чем на любой из опубликованных тектонических карт территории СССР, и вполне достаточна для тектонической карты масштаба 1:2 500 000. Платформенные чехлы показаны обобщенно, хотя имеется принципиальная возможность дать типы структурно-формационных ярусов платформ, отвечающих типам формационных рядов. Это не сделано по двум причинам: во-первых, чтобы не усложнять схему, во-вторых, показ и обоснование выделения типов структурно-формационных ярусов платформенного чехла не является задачей данной работы.

Рассмотрим некоторые выводы, полученные при анализе карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР и схем структурно-формационного районирования. Одной из особенностей, которая нашла отражение и на рис. 40, является полицикличность развития большинства складчатых областей и систем — наличие в них двух или более разновозрастных геосинклинальных структурных комплексов, разделенных эпигеосинклинальными орогенными и даже платформенными структурными комплексами. В Байкальской складчатой области выделяются нижне- и верхнепротерозойский геосинклинальные структурные комплексы; в Алтае-Саянской — нижне-среднепротерозойский и верхнепротерозойско-силурийский; на Памире — верхнепротерозойско-девонский и каменноугольно-юрский; на Урале — верхнепротерозойский и ордовикско-пермский; на Чукотке — ордовикско-каменноугольный и

пермско-юрский; в Корякии — девонско-пермский и триасово-меловой; на Кавказе — верхнепротерозойский, силурийско-каменноугольный (триасовый) и юрско-палеогеновый.

Анализ рис. 39 и 40 дает представление о разнотипности разновозрастных подвижных областей и систем и однотипности многих разновозрастных. Например, позднепротерозойская группа объединяет системы байкальского и зайсанского типов и североземельского подтипа; позднепротерозойско-силурийская — саянского подтипа и байкальского типа; ордовикско-пермская — собственно уральского и собственно сихотэ-алинского подтипов и байкальского типа; юрско-палеогеновая — камчатского, карпатского и байкальского типов и т.д.

Вообще собственно уральскому и североземельскому подтипам и зайсанскому типу принадлежат протерозойские и палеозойские складчатые системы; к саянскому и собственно сихотэ-алинскому подтипам и верхоянскому типу относятся, кроме того, мезозойские складчатые системы; к байкальскому типу — складчатые системы от протерозоя до кайнозоя; лишь камчатский и карпатский типы объединяют более молодые (мезозойско-кайнозойские) подвижные области.

Типы подвижных зон — составных частей систем и областей — также не соответствуют узким возрастным группам (см. рис. 41). Эвгеосинклинали уральского типа формировались с конца архея до мезозоя, джунгаро-балхашского — со среднего протерозоя до кайнозоя, камчатского — в мезозое и кайнозое. Миктогеосинклинали рудноалтайского, байкальского и восточносаянского типов развивались в протерозое и палеозое, а южнотянь-шаньского типа — от конца архея до кайнозоя. Миогеосинклинали западноуральского типа формировались с протерозоя до кайнозоя, верхояно-колымского — с девона до юры, северокавказского — в палеозое — палеогене, как и флишевые геосинклинали.

Краевые прогибы отмечаются со среднего протерозоя до кайнозоя, пригеосинклинальные прогибы — в палеозое. Межгорные впадины карельского типа — протерозойские; собственно минусинского, собственно тенизского и собственно северотянь-шаньского подтипов — девонско-позднепалеозойские; южнотаймырского, пусторецкого подтипов и кавказского типа — палеозойско-кайнозойские, монголо-охотского подтипа — мезозойские, а амурского типа — мел-кайнозойские. Вулканогенные пояса — палеозойско-кайнозойские.

В ряде регионов отчетливо прослеживается своеобразное "ступенчатое" (но не в том смысле, в каком употребил этот термин Г.Н. Щерба) развитие смежных подвижных зон, которые по мере удаления от более древних консолидированных областей последовательно "омолаживаются": заканчивают (а часто и начинают) геосинклинальное развитие все позднее. Например, Северный и Средний Тянь-Шань прошли геосинклинальное развитие с конца протерозоя до силура; Южный Тянь-Шань — с ордовика (кембрия?) до конца карбона, но Юго-Западный Тянь-Шань включился в геосинклинальное развитие только в начале карбона; примыкающие к нему с юга зоны Северного Памира также начали свое геосинклинальное развитие в карбоне, но закончили в поздней перми,

а Центрального и Юго-Восточного Памира начали в карбоне, а завершили лишь в конце юры.

Столь же ярко подобная закономерность проявляется в северо-восточных областях СССР: геосинклинальный период развития в Таймырской и Верхоянской складчатых системах начался в среднем карбоне, но закончился на Таймыре в поздней перми, в краевой части Верхоянской системы в самом конце перми, в ее внутренних частях — в поздней юре; расположенная северо-восточнее Чукотская складчатая система завершила свое геосинклинальное развитие также в поздней юре, но начала его позднее — в конце перми; в смежной с ней Охотско-Корякской системе геосинклинальное развитие начинается еще позднее, в позднем триасе, а заканчивается в позднем мелу; наконец, на Камчатке геосинклинальный период развития начинается в позднем мелу, а завершается в неогене.

VII. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ И ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Выявленные в предыдущих главах закономерности развития подвижных областей территории СССР и многие другие данные, накопленные континентальной геологией, а также результаты новых сейсмических и сейсмологических исследований коры и верхней мантии Земли позволяют более обоснованно подойти к выбору геодинамической модели, способной объяснить причины тектонических процессов и разнообразия конкретных форм их проявления.

Геодинамическая модель должна объяснить, в частности, следующие факты.

1. Унаследованность развития участков земной коры и ограничивающих их разломов.
2. Полицикличность геосинклинального развития многих регионов.
3. Региональный, а не планетарный характер проявления тектонических циклов и их стадий, асинхронность близких по возрасту тектонических циклов, проявленных в разных регионах.
4. Многообразии типов геосинклинальных и орогенных структур, намеченных по характерным для них ассоциациям геологических формаций, разнотипность ряда разновозрастных подвижных областей и однотипность многих разновозрастных.

Любая геодинамическая гипотеза должна также учитывать многие выявленные лишь недавно особенности строения верхней мантии, которые придется охарактеризовать подробнее, так как они еще недостаточно осмыслены тектонистами. За последние годы накоплен огромный материал ГСЗ и профильных сейсмологических наблюдений, существенно изменивший представления о строении верхней мантии и в первую очередь астеносферы. Астеносфера, по представлениям Б. Гутенберга, — повсеместно развитый в верхней мантии на глубине примерно 100 — 200 км слой с пониженными значениями сейсмических скоростей и вязкости. Свойства астеносферы объясняют аморфизацией и частичным плавлением мантийного вещества.

Однако несколько лет назад А.Е. Рингвуд и Т. Джордан по сейсмологическим данным, а Г. Дэвис исходя из термической истории Земли установили, что литосфера кратонов, относительно охлажденная и консолидированная, имеет большую (порядка 400 км) мощность [Ringwood A., 1975 г.; Jordan T., 1975 г., 1979 г.; Davies G.F., 1979 г.]. Это подтверж-

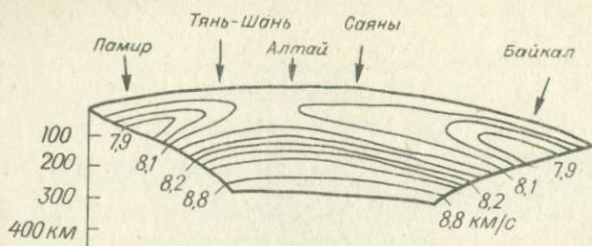


Рис. 42. Разрез верхней мантии по профилю Памир—Байкал. По А.С. Алексееву и др. [58].

дают также расчеты Е.А. Любимовой [72]. Н.Н. Матвеева и Л.В. Славина [1973 г.] отметили, что не существует выдержанного по всей Земле слоя с пониженной скоростью. Последнее положение наиболее убедительно и полно обосновано в монографии В.З. Рябого [64].

Отсутствуют или очень слабо развиты мантийные волноводы под Балтийским щитом и Баренцовоморской платформой, Канадским, Австралийским щитами, под платформенными областями Африки. В платформенных районах местами установлены маломощные волноводы на сравнительно небольших глубинах, которые И.А. Резанов [58] относит к реликтовым, объясняя их изменениями минерального состава пород. В некоторых палеозойских складчатых областях (Уральская, Центральноказахстанская, Алтае-Саянская) скоростной разрез мантии близок к платформенному.

Развитые мантийные волноводы имеются в областях тектонической активизации. Например, на сейсмологическом профиле Памир—Байкал в районе Памира на глубинах 50—150 км от подошвы коры выделен слой с пониженной скоростью продольных волн, мощность которого по мере приближения к структурам Тянь-Шаня резко уменьшается, а в Алтае-Саянской области волновод отсутствует, вновь появляясь у оз. Байкал (рис. 42). У Байкала в самой верхней части мантии наблюдается слой пониженных скоростей мощностью 15—20 км, ниже 30—40-километровый слой со скоростями, обычными для литосферной части мантии, а ниже вновь слой с пониженными скоростями.

Лучше всего мантийные волноводы выражены в молодых складчатых областях и под островными дугами. В районе Курильской дуги О.В. Веселов и др. [1976 г.] выделяют четыре "астеносферы" на глубинах 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км. В альпийской зоне Западной Европы хорошо выраженные слои с пониженными скоростями развиты в мантии на глубинах 70—100 и 130—180 км. В Центральных Альпах выделяется внутрикоровый сильный волновод на глубинах 10—31 км. Подобный волновод на Большом Кавказе, по мнению И.А. Резанова, соответствует линзе гранитизированных рифейских образований. Под Кордильерами Северной Америки, вблизи Тихоокеанского побережья, мощность мантийного волновода до 190 км.

Под срединно-океаническими хребтами также имеются мощные (60–150 км) мантийные волноводы, причем поверхность астеносферы погружается от 15–20 км под хребтом до 130–150 под глубоководными впадинами с одновременным уменьшением ее мощности. Не исключено, что под талассократонами астеносферный слой отсутствует [Leeds A.R., Knopoff L., Kausel E.G., 1974 г.]

Таким образом, мощные линзы волноводов в мантии приурочены исключительно к областям недавних и современных поднятий. Платформы и древние складчатые области, не испытавшие интенсивной новейшей активизации, а также, очевидно, и талассократоны характеризуются отсутствием или крайней редуцированностью мантийных волноводов. Это позволило А.А. Мейерхофу и др. [1972 г.] отметить, что шиты древних платформ "срослись" непосредственно с мантией.

Предположение о наличии в верхней мантии горизонтальных скоростных неоднородностей высказывалось уже более 40 лет назад Дж.Б. Макельвейном и Е.Ф. Саваренским. В настоящее время уверенно установлены горизонтальные неоднородности как крупномасштабные (различия верхней мантии континентов и океанов, крупных частей континентов), так и имеющие в поперечнике десятки – первые сотни километров и сопоставимые с развитыми над ними в верхних частях земной коры антиклинориями, межгорными и краевыми прогибами.

В США выделяются две области, существенно различающиеся по строению верхней мантии: западная "низкоскоростная" ($v_p \leq 8$ км/с) и восточная (Канадский щит) "высокоскоростная" ($v_p = 8,1 \div 8,5$ км/с). Пониженные скорости продольных волн в орогенном поясе западной части США отмечаются до глубины 700 км [Romanowicz B.A., 1980 г.]

В Центральной и Западной Европе скорость продольных волн по поверхности Мохоровичича 8,1–8,2 км/с. Под Балтийским щитом до глубины 250 км средняя скорость на 4% выше, чем под Альпами. Различия в строении Западной Европы и Русской платформы прослежены до глубин 300–500 км [England P.C., Worthington M.H., King D.W., 1977 г.]

На территории СССР скорость продольных волн у границы Мохоровичича изменяется от 7,5–7,8 до 8,4–8,8 км/с. Под платформами скорости 7,8–8,4 км/с и более. Наиболее высокие скорости (8,3–8,4, иногда 8,6 км/с) в восточной части Балтийского щита, на востоке Русской плиты, в юго-восточной части Туранской плиты и др. В пределах складчатых систем Карпат, Памира, Тянь-Шаня и Урала скорости в среднем пониженные (до 7,9–8 км/с). Наиболее высокие на суше (8,4–8,6 км/с) – в палеозойских складчатых сооружениях Казахстана. В Байкальской рифтовой зоне и смежной части Забайкалья они составляют 7,7–7,8 км/с. По профилю ГСЗ Курильские острова – Тихий океан (с запада на восток) в верхах мантии скорости возрастают до 7,8–8,4 км/с, в центральной части Тихоокеанской плиты – до 8,5–8,8. Скорости под океанами изменяются в более широких пределах, чем под континентами. Самые низкие значения (до 7,2–7,6 км/с) определены в районах срединно-океанических хребтов и под островными дугами, повышенные (до 8,4–8,8 км/с) скорости установлены под древними океаническими плитами.

Такова в общем виде картина крупных горизонтальных неоднородностей верхней мантии. Однако Л.П. Винник [17] выявил более мелкие горизонтальные скоростные неоднородности верхней мантии. Под Западным Памиром и афганским Бадахшаном находится "высокоскоростной" (жесткий) блок верхней мантии, окруженный "низкоскоростными" блоками. В Тянь-Шане низкие скорости распространения продольных волн в верхней мантии приурочены к хребтам Киргизскому, Заилийскому, Кюнгей-, Терской- и Какшаал-Тоо, высокие — к Илийской впадине и к восточной части впадины оз. Иссык-Куль. С притихоокеанским склоном глубоководной Курило-Камчатской впадины связан узкий (50—100 км) блок "высокоскоростной" мантии [Веселов О.В. и др., 1976 г.].

Скоростные неоднородности верхней мантии обусловлены преимущественно вариациями теплового режима (разогрев и разуплотнение "низкоскоростных" блоков), например в Тянь-Шане, но иногда они весьма древнего заложения ("высокоскоростной" блок в Западном Памире) и в этом случае объясняются различиями вещественного состава верхов мантии.

В целом можно выделить три типа верхней мантии: 1) платформ и океанических котловин ("высокоскоростная", мантийные волноводы отсутствуют или маломощны, тепловой поток понижен или близок к нормальному); 2) горных поясов континентов и срединно-океанических хребтов (пониженной плотности, с мощными мантийными волноводами, тепловой поток повышен); 3) современных геосинклиналей ("высокоскоростные" блоки с океанической стороны глубоководных желобов, где наблюдается также низкий тепловой поток, и разуплотненная мантия с мощными волноводами, где высокий тепловой поток под островными дугами).

Перейдем к рассмотрению основных геодинамических гипотез. В первую очередь они разделяются на мобилистские и фиксистские. Особняком стоит группа гипотез, принимающих изменения объема Земли: гипотеза расширяющейся Земли, контракционная и пульсационная. Последние могут комбинироваться как с мобилистскими, так и с фиксистскими построениями.

Первой среди мобилистских гипотез следует назвать "новую глобальную тектонику" или "тектонику плит", пользующуюся широкой, хотя, на наш взгляд, и незаслуженной популярностью у зарубежных и некоторых советских геологов. Как известно, эта гипотеза основана на представлении о том, что поверхность Земли образована жесткими литосферными плитами толщиной до 100 км, каждая из которых находится в движении по отношению к другим. Границы между плитами подчеркиваются поясами сейсмической активности. У. Морган [1967 г., 1968 г.] и другие постулировали раздвижение плит в результате расширения океанической коры относительно срединных океанических хребтов. Границы касательных движений плит характеризуются широким развитием разломов, а границы, где плиты сближаются, с преобладающим сжатием маркируются глубоководными желобами и островными дугами или горными цепями. Горные сооружения и островные дуги образуются, в част-

ности, в результате взаимодействия плит [Hammond A.L., 1971 г.] при надвигании континентов на океаническую кору (Анды), при столкновении между континентами (Альпы, Карибский район). В глубоководных желобах, по представлениям сторонников тектоники плит, происходит погружение литосферных плит по зонам Бенъофа в мантию до глубин примерно 700 км.

Движение литосферных плит обычно связывают с тепловой конвекцией вещества мантии, причем восходящие потоки горячего вещества приблизительно совпадают со срединно-океаническими хребтами, а опускающиеся вниз течения более холодного вещества увлекают литосферные плиты в мантию в зонах Бенъофа. Однако не все сторонники тектоники плит признают реальность тепловой конвекции. Предполагается, что в коре срединно-океанических хребтов, находящейся в напряженном состоянии, происходит периодическое образование трещин, заполняющихся расплавом, который затем застывает. "Дайка" из застывшего мантийного материала раздвигает кору, при этом океаническое дно расширяется. К сходным представлениям пришел в последнее время Е.В. Артюшков [4].

Другие авторы привлекают для объяснения движения плит дифференциальное зональное вращение внутри верхней мантии Земли [Gilliland W.N., 1972 г.], действие земных приливов [Cullen D.J., 1973 г.], морское давление [Kaltera P., 1971 г.]. Последняя гипотеза предполагает, что даже небольшое увеличение морского давления может обусловить течение материала мантии из морских областей к континентам.

Пожалуй, наиболее экзотическую гипотезу выдвинул Ю.А. Муравейник [1978 г.], предположивший, что процессы на границе ядро — мантия периодически приводят к взрывам, причем неоднократно часть вещества Земли выбрасывалась в мировое пространство (в раннем архее, в раннем протерозое, в позднем протерозое — раннем палеозое и в мезозое, когда произошел отрыв Луны), а заполнение воронок отрыва вызывает перемещение литосферных плит.

Д. Зидаров [1973 г.] выдвинул гипотезу подвижного ядра Земли. По его мнению, земное ядро первоначально располагалось ближе к Северному полюсу, что способствовало образованию близ прежнего Южного полюса материка Пангеи. Перемещение ядра Земли вызвало дробление материка и раздвигание его частей до современного положения.

Также не общепринятое среди сторонников "новой глобальной тектоники" представление о вертикальных плюмажах материала нижней мантии и "горячих точках" выдвинули Дж. Вильсон [1965 г.] и У. Морган [1971 г., 1972 г.]. Последний связывает "горячие точки" мантии с наличием узких (диаметром около 150 км) струй (или плюмажей) мантийного материала, поднимающегося в астеносферу. Разными исследователями выделено уже около 200 горячих точек. При движении литосферных плит над неподвижными горячими точками образуются цепи океанических вулканических островов (неандезитового типа) и асейсмичные хребты, подобные Исландии, Гавайям, Канарским и Галапагосским островам. Плюмажи, по мнению У. Моргана, могут даже разрывать плиты.

Концепция У. Моргана о жестких литосферных плитах встречает возражения даже некоторых мобилистов [Poget P.J., 1974 г.; Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., 1979 г.], допускающих пластичность плит.

Гипотеза новой глобальной тектоники вызывает многочисленные возражения, на ряде которых мы остановимся.

1. Эта концепция не может объяснить унаследованность развития и упорядоченность в расположении зон диастрофизма. В.В. Белоусов [1977 г.] отметил, что в литосфере континентов доминируют две системы зон диастрофизма — ортогональная и диагональная, которые являются также зонами повышенных температур и тепловых потоков в верхней мантии и земной коре. Повсеместная устойчивость во времени (еще с архея) рисунка глубинных неоднородностей относительно современной географической сетки координат противоречит концепциям тектоники плит и перемещений географических полюсов. Е.А. Радкевич и А.М. Смирнов [1978 г.] древнее (докембрийское) происхождение Тихоокеанского подвижного пояса доказывают постоянством долгоживущих металлогенических зон, что не увязывается с построениями тектоники плит.

2. Противоречат гипотезе новой глобальной тектоники горизонтальные неоднородности в мантии, имеющие масштабы от континентальных до мелких (шириной в десятки километров), которые неразрывно связаны с определенными структурами верхней части литосферы. В связи с этим совершенно невозможно представить перемещение тонких (до 100 км) литосферных плит относительно неподвижных мантийных "корней структур". В этом случае происходила бы непрерывная миграция геосинклинальных, орогенных и прочих структур по поверхности плиты со скоростью, близкой к скорости дрейфа, чего не наблюдается в действительности. Не имело бы места, как отмечает В.В. Белоусов [9], примерное равенство теплового потока под океанами и на материках, так как материк, сместившийся на место сильно разогретой океанической мантии, имел бы значительно более высокий тепловой поток, а в океанической литосфере, сместившейся на место обедненной радиоактивными элементами континентальной мантии, он сильно снизился бы.

Наконец, новейшие данные об отсутствии или сильном вырождении астеносферы в "ядрах" континентов прямо свидетельствуют о том, что здесь литосфера "срослась" непосредственно с мантией [Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.A., Briggs R.S., 1972 г.] и пришлось бы говорить о дрейфе мантийно-коровых блоков толщиной около 400 км или значительно больше, а это объяснить еще труднее, чем движение тонких литосферных плит, особенно если под талассократонами астеносфера также отсутствует и они тоже "срослись" с мантией.

3. Геометрически взаимные перемещения плит от нескольких зон растекания океанического дна не увязываются между собой и абсолютно противоречивы. Нельзя, например, как заметил А. Мантура [1972 г.], представить себе, чтобы Африка одновременно двигалась на восток от Срединно-Атлантического хребта и на запад от Срединно-Индийского хребта и вместе с тем испытывала еще вращение против часовой стрелки

по отношению к Тетису, причем в результате всех этих перемещений ("танца живота") Африка в конце концов должна была вернуться к своему первоначальному положению, поскольку, как показывают геологические данные, ее северная окраина неотделима от Европы. Едва ли можно понять, как движение п-ова Индостан на север сочетается с перемещением всей Индо-Австралийской плиты на восток. Непонятно, почему зоны Бенюфа, где должно происходить поглощение океанической коры, существуют только вокруг Тихого океана, а вокруг Антарктиды, например, зоны субдукции отсутствуют. Если глубоководные желоба должны поглощать океаническую литосферу, то к Алеутскому желобу это не относится: по мере приближения к желобу кора становится моложе, а не древнее, как того требует тектоника плит [Ahmad F., 1971 г.].

4. Спрединг в океанах также не столь очевиден, как это кажется адептам тектоники плит. В срединно-океанических хребтах наблюдаются не только структуры растяжения, но и сжатия. Самым крупным участком суши на срединно-океаническом хребте является Исландия, но в ее пределах доказательств существования спрединга нет. В ряде районов Срединно-Атлантического хребта найдены породы более древнего возраста, чем это допускается тектоникой плит. Во всех океанах на островах, гайотах, подводных горах и плато обнаружены реликтовые континентальные структуры [Shields P., 1976 г.; Vitart M.-I., 1977 г.; Пронин А.А., 1977 г.]. Н.К. Булин [1979 г.], А.А. Пронин [1977 г.] и другие вообще не видят оснований для выделения особого "океанического" типа коры. Н.К. Булин считает, в частности, что граница Мохоровичича в океанах должна находиться гораздо глубже, чем это ныне принято.

Мобилистская интерпретация полосчатых магнитных аномалий в океанах путем подбора серии прямо и обратно намагниченных блоков не является единственно возможной [Vitart M.-I., 1977 г.]. Сходные полосчатые магнитные аномалии отмечаются и на континентах (Урал, Западно-Сибирская плита и др.). К тому же при детальном изучении приборами, опущенными близко ко дну океана, полосы магнитных аномалий распадаются на мелкие овалы.

О.К. Леонтьев и др. [1975 г.] обратили внимание на существование на дне океана гигантских аккумулятивных форм (типа хребта Блейк-Багама), созданных на протяжении длительного времени подводными течениями, действующими с удивительным постоянством, что не вяжется с разрастанием океанического дна:

5. По-прежнему не известен механизм, который приводил бы в движение литосферные плиты. Представление о тепловой конвекции в мантии терпит крах: если конвекция охватывает целиком всю мантию, то трудно понять, как мантийный материал, участвующий в конвекции, преодолевает зоны фазовых переходов на глубинах 400 и 600–700 км; к тому же вязкость подастеносферной части мантии достигает 10^{26} П [Munk W.H., MacDonald G.J.F., 1960 г.; Ботт М., 1974 г.], что заставило М. Ботта [10] ограничить конвективные ячейки астеносферой и только под океанами. Теперь, когда выясняется, что мантийные волноводы образуют системы изолированных линз, места для тепловой конвекции вообще не остается.

Идея о расклинивающем эффекте застывающих базальтовых "даек" в срединно-океанических хребтах, раздвигающих новообразованную кору, не выдерживает критики. Ю.М. Шейнманн [1970 г.] отметил, что невозможно понять, как эти усилия могут передаваться на тысячи километров через тонкую литосферную плиту, тем более что эти плиты не столь уж "жесткие" и разбиты на многочисленные геоблоки [Красный Л.И., 1974 г. и др.], испытывающие дифференцированные движения. Предположения Ю.А. Муравейника, Д. Зидарова и других вряд ли вообще заслуживают критики.

Данные по палеомагнетизму, палеоклиматологии, петрохимии, противоречащие новой глобальной тектонике, рассмотрены Ю.М. Шейнманном [1971 г., 1974 г.] и другими, и на них нет необходимости останавливаться вновь.

Мобилистские представления, отличающиеся от "новой глобальной тектоники", развивают А.В. Пейве и ряд других тектонистов ГИН АН СССР. По их мнению [Пейве А.В. и др., 1971 г.], эвгеосинклинальные прогибы являются частями бывших океанов, "базальтовый" слой возникает в результате тектонического скупивания симатического материала и его габброизации, а "гранитный" слой континентов — результат тектонического скупивания сиалического материала и гранитизации "базальтового" слоя и геосинклинальных осадков. Срединно-Атлантический хребет, по мнению А.В. Пейве [1975 г.], в отличие от представлений "новой глобальной тектоники", — альпийское складчатое сооружение, возникшее на океанической коре. Вообще тектоническое скупивание не обязательно приводит к образованию континентальной коры, но может быть прервано на любых этапах и проходить с разной интенсивностью. А.Л. Книппер и С.В. Руженцев [1977 г.], развивая идеи А.В. Пейве, различают глубинные срывы (трансстадийные зоны раздела дифференцированно смещаемых оболочек Земли) и оперяющие их глубинные разломы. С.В. Руженцев [1980 г.] отмечает, что срыв может возникнуть внутри осадочного чехла, на его границе с фундаментом и внутри самого фундамента, причем может переходить с одного структурного уровня на другой. Континентальные литосферные плиты, по его мнению, часто расслаиваются на дифференцированно смещаемые пластины (коровые плиты).

Многие возражения против "новой глобальной тектоники" сохраняют силу и по отношению к рассматриваемой системе взглядов: игнорируется связь между горизонтальными неоднородностями верхней мантии и структурами верхних частей литосферы; постулируется тектоническая расслоенность литосферы с крупномасштабными дифференцированными перемещениями коровых пластин, но не найден механизм, который мог бы вызвать подобные перемещения; весьма сомнительна океаническая природа внутриконтинентальных эвгеосинклиналей [89].

А.Л. Яншин, Е.В. Артюшков, А.Е. Шлезингер попытались истолковать причину унаследованности вертикальных движений в пределах перемещающихся литосферных плит [Яншин А.Л. и др., 1977 г.; Артюшков Е.В. и др., 1979 г.; Артюшков Е.В., 1979 г.]. Поднятия они объясняют существованием ловушек в подошве литосферы, где скапливается разуплот-

ненная разогретая "аномальная мантия", а длительное развитие прогибов — наличием "антиловушек" — прогибов подошвы литосферы. Построение это умозрительное, противоречит данным сейсмических и сейсмологических исследований. В частности, Е.В. Артюшков и др. [1979 г.] предполагают наличие ловушек, заполненных легким нагретым мантийным материалом, под щитами платформ, где в действительности установлено присутствие под границей Мохоровичича "высокоскоростной" уплотненной и охлажденной мантии, причем эти особенности сохраняются до глубин на многие сотни километров.

Гипотеза контракции оставлена большинством тектонистов. Ей противоречат, в частности, данные о тепловой истории Земли. Однако и ныне некоторые геологи развивают различные варианты контрактционной гипотезы [Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.A., Briggs R.S., 1972 г.; Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.A., 1977 г.; Васильковский Н.П., Лапо М.С., 1976 г.; Орленок В.В., 1980 г.]. В.В. Орленок считает, в частности, что проседают океанические впадины, а срединно-океанические хребты — это остаточные возвышенности с растяжением коры на сводах; геосинклинальный орогенез отражает гравитационное течение пород по склонам возвышенностей, а в целом контракция проявляется в дифференцированном обрушении сегментов перисферы.

Значительно большей популярностью пользуется гипотеза расширения Земли, но одни из сторонников этой гипотезы предполагают небольшое увеличение размеров Земли, а другие — весьма значительное, связывая с расширением Земли перемещение материков.

Колоссальное расширение Земли постулировали Б. Линдеман [1927 г.], О. Хильгенберг [1933 г., 1962 г.], Л. Эдъед, Б. Хизен, В.Б. Нейман [1962 г.] и другие. О. Хильгенберг предполагал, что диаметр Земли увеличился от 1600 км до современного. По В.Б. Нейману, в конце палеозоя радиус Земли был равен половине современного, а в раннем палеозое — одной трети. Часто считают, что вся Земля в докембрии была покрыта сплошной сиалической корой, а последующее ее расширение привело к образованию океанов и современному распределению континентов [Ahmad F., 1972 г.; Glikson A.Y., 1977 г., 1980 г.], что дает для допозднепротерозойского времени радиус Земли, равный примерно половине современного. Подсчеты, основанные на скорости спрединга [Owen H.G., 1976 г.; Steiner J., 1977 г.] и увеличении расстояний между "горячими точками" [Stewart I.C.F., 1976 г.], дают увеличение радиуса Земли с юры на 12–20%. Ю.В. Чудинов [1980 г.] расширением Земли объясняет перемещение континентов, причем сближение континентов, по его мнению, возможно тогда, когда скорость разрастания части океанов оказывается больше скорости расширения всей Земли.

Причины значительного расширения Земли выдвигаются различные, но чаще всего противоречащие известным физическим законам и данным из истории развития Земли. Наиболее обычное объяснение — изменение гравитационной постоянной во времени. А.Н. Гамкрелидзе [1973 г.] предположил, что расширение Земли и уменьшение ее плотности происходит в результате атомной интеграции внутреннего, остаточ-

ного звездного материала, а О. Хильгенберг и В.Б. Нейман увеличение массы Земли объясняли тем, что гравитационное, электромагнитное и другие поля "порождали" "весомые" частицы (протоны, нейтроны и др.). В.Н. Ларин [1980 г.] и другие предполагают разложение гидридов во внутренних зонах Земли.

Оба варианта (с постоянной массой Земли и с ее увеличением) противоречат данным палеогеографии (не говоря уж о физической сущности предполагаемых механизмов). Если принимать массу Земли постоянной, то при вдвое меньшем ее радиусе, как указывал В.А. Магницкий [1964 г.], сила тяжести на ее поверхности была бы в 4 раза больше современной, во много раз возросли бы скорость вращения Земли и интенсивность ее магнитного поля. При растущей массе Земли возражения, связанные с увеличением силы тяжести, отпадают, но все равно при радиусе Земли, равном 1/3 современного, скорость ее вращения была бы в 80 раз выше современной, т.е. Земля должна была распасться.

Если же предположить, как это делают П. Иордан и Л. Эдъед, что расширение Земли связано с уменьшением во времени гравитационной постоянной, то пришлось бы допустить, что в палеозое светимость Солнца была настолько велика, что на Земле не могла бы существовать жизнь, не было бы воды в жидкой фазе, не накапливались бы субквальные осадки. По подсчетам Р. Фейнмана [1965 г.], повышение гравитационной постоянной вызвало бы увеличение светимости Солнца пропорционально шестой степени этого изменения!

Незначительное расширение Земли, предполагавшееся Р. Дикке, возможно и вероятно. По расчетам Е.А. Любимовой и В.А. Магницкого [72], за всю историю Земли ее радиус за счет температурного эффекта увеличился более чем на 80 км, причем за последний 1 млрд. лет он возрастал со скоростью 2,5 мм/1000 лет (Р. Дикке дает цифры 2 см/1000 лет).

Подобные построения можно проверить независимым методом. Изучение колец роста девонских кораллов показало, что год тогда состоял из 398 ± 7 дней и включал 13 лунных месяцев по 30,5 суток, т.е. продолжительность суток была немного меньше современной. С.К. Ранкорт [1964 г.], используя эти данные, подсчитал: момент инерции Земли в девоне составлял $(0,994 \div 0,999) \pm 0,003$ современного, что не допускает возможности значительного расширения Земли. Трудность определения вероятного увеличения радиуса Земли вызвана тем, что уменьшение числа дней в году обуславливалось как изменением радиуса и момента инерции Земли, так и приливным трением (последнее приводит также к соответствующему изменению продолжительности лунного месяца). По мнению Р. Ньютона [1968 г.], момент инерции Земли с девона мог возрасти на 10%, а радиус Земли увеличивался со скоростью не более 0,1 см в год.

Небольшое расширение Земли, конечно, не является главной причиной тектонических процессов. Однако оно может иметь существенное значение для формирования планетарной сети разломов, особенно, если расширение происходит неравномерно, периодическими импульсами, обусловленными накоплением определенного "критического" коли-

чества тепла в недрах. Расширение Земли должно в этом случае вызывать скачкообразное замедление скорости вращения Земли и перестройку ее фигуры. Как показывает П.С. Воронов [1979 г.], скачкообразные изменения скорости вращения Земли вызывают перемещения волн сжатия и расширения в меридиональном направлении и формирование диагональных систем трещин (35 и 325° — правые сдвиги и 55 и 305° — левые сдвиги). Проявлением расширения Земли в поверхностных слоях литосферы могут быть растяжения в срединно-океанических хребтах и формирование континентальных рифтов.

Ряд геологов возрождают в последнее время пульсационную гипотезу В. Бухера — В.А. Обручева [Казаринов В.П., 1979 г.; Кропоткин П.Н., 1972 г., 1980 г., 1980 г.; Милановский Е.Е., 1979 г., 1980 г. и др.]. Е.Е. Милановский [52], основываясь на чередовании фаз и эпох рифтообразования и складчатости, предполагает пульсации Земли разной продолжительности и порядка (наиболее отчетливо выявляются пульсации продолжительностью около 40—50 млн. лет) с преобладающим расширением в мезозое — кайнозое (увеличение радиуса Земли на 5 % или менее). Причиной пульсаций он считает изменения теплового режима недр Земли, хотя, по мнению Е.А. Любимовой и В.А. Магницкого, не существовало периодов, когда радиус Земли испытывал бы уменьшение под действием меняющейся температуры.

Фиксисы основную причину тектонических движений видят в сжатии и расширении некоторых объемов вещества мантии и коры [71, 66, 67]. С.И. Субботин и др. [71] возможность таких явлений объясняли фазовыми, полиморфными, может быть, электронными превращениями и химическими реакциями в веществе мантии. Одной из главных причин, приводящих к возникновению условий для начала и развития процессов фазовых, полиморфных или электронных переходов вещества, они считали перераспределение напряжений в неоднородной верхней мантии в результате скачкообразных изменений скорости вращения Земли.

Начальная стадия образования геосинклинальных областей связана [71], по их мнению, со сжатием в нижнем активном этаже мантии (на глубине 200—400, может быть, 700 км), сжатием и расширением (геоантиклинали) в среднем. При сжатии кора и самые верхи мантии отстают в результате арочного эффекта, под ними снижается давление и образуется магматический очаг — основные, ультраосновные расплавы. Средняя стадия — усиление процессов в верхнем активном этаже. Накопление мощных осадочных толщ, экранирующих тепловой поток, приводит к повышению очагов расплава субстрата — гранитоидный магматизм. Завершающая стадия — за счет накопления тепловой энергии начинается расширение вещества в нижнем и, вероятно, в среднем активном этажах мантии, вызывающее общую инверсию.

Г.Д. Ажгирей [1974 г., 1977 г.], В.В. Белоусов [9], Ю.М. Шейнманн [1970 г.] приняли гипотезу Е.В. Артюшкова [4], согласно которой дифференциация мантийного вещества происходит на границе ядра и мантии. Тяжелые дифференциаты наращивают ядро, а легкие накапливаются. Когда (с интервалами примерно 200 млн. лет) в нижней мантии возни-

кают трубообразные зоны пониженной вязкости, происходит подъем легкого материала, сильно нагревающегося (примерно на 1000 °С) в связи с выделением большого количества потенциальной энергии. В областях внедрения в астеносферу крупных масс сильно нагретого легкого материала происходят его частичное плавление и вторичная дифференциация по плотности. Температура астеносферы при этом повышается.

С возбужденным состоянием астеносферы В.В. Белоусов [9] связывает геосинклинальные, орогенные, рифтовые режимы и режимы материковых окраин. Если литосфера имеет рассеянную проницаемость, всплывающий в астеносферных диапирах и астенолитах базальт внедряется в нее, частично изливаясь на поверхность. При застывании базальтовой магмы, особенно при образовании эколгитов, плотность литосферы возрастает и на поверхности возникают зоны прогибания — эвгеосинклинали. Последующее остывание астеносферы сопровождается высвобождением растворов, приносящих в кору тепло. Общее прогревание коры с процессами метаморфизма и гранитизации способствует образованию складчатости общего смятия. Перекристаллизация материала коры ведет к закрытию существовавших ранее каналов. Проницаемость из рассеянной становится сосредоточенной.

При новом сильном возбуждении астеносферы, по В.В. Белоусову, может возникнуть орогенный режим. Астеносферные диапиры выталкивают вверх перекристаллизованную и лишнюю рассеянной проницаемости литосферу, глыбы которой опускаются между диапирами. Объем астеносферы от нагревания увеличивается, поднятия преобладают над опусканиями. Если сильное возбуждение астеносферы возникает под очень прочной и непроницаемой литосферой, выплавленный базальт образует широкое пологое скопление, над которым литосфера выгибается в форме широкого свода, растягивается, растрескивается, что характерно для рифтового режима. Особенно сильное возбуждение астеносферы приводит к океанической базификации.

Платформенные режимы отвечают спокойному состоянию астеносферы. Импульсы нагревания последней сказываются в форме чередующихся поднятий и опусканий платформы в целом.

Система взглядов В.В. Белоусова достаточно стройная и объясняет основные закономерности тектонического развития. Не следует, однако, забывать, что представления Е.В. Артюшкова о дифференциации мантийного вещества остаются лишь гипотезой. При высокой вязкости нижней мантии (порядка 10^{26} П) и колоссальных давлениях на этих глубинах существование каналов с пониженной вязкостью, по которым легкие дифференциаты могут относительно быстро подниматься к поверхности, является ничем не доказанным предположением. В построениях В.В. Белоусова также принимается существование сплошного астеносферного слоя, что не подтверждается новейшими данными. И сам В.В. Белоусов уже задавал вопрос: "Должны ли мы думать, что астеносфера распадается на ряд изолированных камер?" [9, с. 233].

Какая же геодинамическая модель, по мнению автора, лучше всего объясняет выявленные закономерности развития подвижных областей

СССР и соответствует новым данным о глубинном строении Земли? Модель эта, очевидно, должна быть фиксистойкой и учитывающей вероятное небольшое расширение Земли. Заложение геосинклинальных прогибов скорее всего связано с этапами расширения Земли, которые следуют за длительными периодами накопления тепла в недрах. Является ли расширение Земли следствием более или менее синхронного увеличения объема мантии, неясно. Если справедливо, что верхняя мантия океанов богаче радиоактивными элементами, чем верхняя мантия континентов, процесс дифференциации которой зашел значительно дальше, то она прогревается быстрее (к тому же мантия континентов быстрее "выстуживается" за счет теплоотдачи, особенно под кристаллическими щитами). В этом случае расширение может испытывать преимущественно мантия океанов. Возможно и одновременное расширение отдельных сегментов Земли.

Импульсы расширения Земли вызывают перестройку ее фигуры: скачкообразно понижается скорость вращения Земли, уменьшается полярное сжатие, закладываются и обновляются глубинные разломы. Весьма вероятны представления С.И. Субботина и др. [71] о том, что глубинные разломы не проникают на большие глубины, а зарождаются там и затем, развиваясь вверх, разрывают земную кору. В зонах разломов частично снимается давление и местами на различных глубинах происходят аморфизация и частичное плавление вещества мантии — возникают или растут астеносферные линзы. Когда разломы достигают поверхности, начинается формирование геосинклинальных прогибов.

Если геосинклинали закладываются на сиалическом основании, то собственно геосинклинальному периоду развития иногда предшествует период, который В.В. Белоусов [1980 г.] назвал предгеосинклинальным, а автор данной работы квазигеосинклинальным, когда преобладают слабо дифференцированные, вероятно, изостатические погружения с преобладающим накоплением карбонатных формаций. Этот период развития хорошо проявлен в Советских Карпатах (ранний мезозой), на Таймыре и Памире (ранний — средний палеозой). В других случаях квазигеосинклинальная стадия редуцирована и сливается с раннегеосинклинальной. Не исключено и проявление рифтогенных процессов перед заложением геосинклинальной системы, возникающей в пределах платформы или складчатого пояса, давно завершившего геосинклинальное развитие, где мантийные волноводы были сильно редуцированы. В этом случае вещество мантии в формирующихся астеносферных линзах увеличивается в объеме, приподнимая жесткую литосферу в виде пологого свода, осевая часть которого растрескивается и проседает.

На раннегеосинклинальной стадии базальтовая магма прорывается на поверхность. Происходит дифференциация прогибов на эв-, микто- и миогеосинклинальные, что обуславливается проницаемостью и длительностью раскрытия разломов. В эвгеосинклиналях разломы остаются проницаемыми для магмы на протяжении большей части геосинклинального периода развития; в миктогеосинклиналях они раскрываются сравнительно кратковременно, в основном накапливаются осадочные форма-

ции; в миогеосинклиналиях с жестким кристаллическим основанием магма вообще не достигает поверхности и застывает на глубине в виде даек и силлов.

Интенсивному погружению эв- и миктогеосинклиналей, вероятно, способствует механизм, охарактеризованный В.В. Белоусовым и заключающийся в утяжелении коры вследствие застывания в ней на глубине базальтовой магмы и преобразования части базальтов в глубоких горизонтах коры в эклогиты. В раннегеосинклинальных прогибах существенную роль играют процессы растяжения, вызывающие утонение и разрывы коры. Все же погружение и на этой стадии происходит дифференцированно, сохраняются и образуются зоны относительного поднятия — внутригеосинклинальные поднятия, геантклинали, которым на глубине, очевидно, отвечали зоны разуплотненной верхней мантии. Во внутригеосинклинальных поднятиях местами возникали интрузии гранитоидных дифференциатов базальтовой магмы — плагиогранитов.

На позднегеосинклинальной стадии восходящие движения активизируются, растут геантклинали. Возрастает, хотя и не во всех типах геосинклиналей, роль излияний андезитовой магмы. Многие петрологи — В.М. Сеницын [66], Л.В. Таусон [1979 г.] и другие — считают, что очаги выплавления андезитовой магмы расположены глубже, чем очаги базальтовой магмы (до 200 км или несколько более). Если это так, то углубление магматических очагов можно объяснить понижением температуры в верхней мантии. Формирование мощных вулканогенно-осадочных толщ в геосинклиналиях создает экранирующий эффект, вызывая накопление мантийного тепла в коре. С другой стороны, накопление радиоактивных элементов в коре приводит к возникновению "блоков верхнекорового разогрева" [67]. В целом температура в коре на позднегеосинклинальной стадии повышается, что приводит к активизации процессов метаморфизма и началу гранитизации глубоко погруженных геосинклинальных образований.

Гранитизация, по мнению В.М. Сеницына [66], тесно связана с процессами метаморфизма и происходит на уровне зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой метаморфических фаций (не глубже 12–15 км) с привнесением вещества извне. При плавлении пород зеленосланцевой фации объем их увеличивается более чем на 10 %, что приводит к формированию над возникающими гранитными батолитами антиклинорий. Подъем теплового фронта вызывает разогрев и разуплотнение пород. Пластичность сильно нагретых пород повышается, что способствует возникновению полной линейной складчатости. Очаги расширения вещества в коре вызывают образование зон интенсивной складчатости на границах поднятий и прогибов, выдавливание шарьяжных пластин. В формировании шарьяжей значительную роль играет гравитационная тектоника. Резкая дифференциация рельефа геосинклинальных систем способствует накоплению флишевых и флишеидных формаций.

По мнению В.М. Сеницына [66], когда осадочные толщи достигают мощности 10–12 км, происходит смена погружения поднятием, обусловленная массовым превращением потенциальной энергии в работо-

способную. Не придавая абсолютного значения этим цифрам, так как геосинклинальные комплексы иногда имеют и большую мощность, можно считать, что при накоплении толщи геосинклинальных образований определенной мощности происходит инверсия геосинклинали. Так как скорость осадконакопления в разных геосинклинальных системах неодинакова, это объясняет различную длительность их геосинклинального развития и неодновременность замыкания.

Накоплением тепла в мантии и ее разуплотнением обусловлено преобладание поднятий на орогенном периоде развития подвижных областей после замыкания в них последних геосинклиналей, но зоны поднятий чередуются с межгорными впадинами, под которыми верхняя мантия уплотнена. В коре продолжает формироваться гранитная магма, хотя орогенные граниты в отличие от геосинклинальных гранитоидов обычно не образуют крупных батолитов. Одновременно вновь получают доступ на поверхность мантийные магмы, продукты излияния которых находятся в разных сочетаниях с кислыми лавами и туфами. Характерна повышенная щелочность многих орогенных магматических формаций. Образование горного рельефа обуславливает накопление молассовых, молассоидных и других терригенных преимущественно континентальных формаций.

Постконсолидационная активизация также связана с накоплением тепла в мантии, последующим расширением Земли и возникновением зон растяжения в коре. Проявления активизации весьма сходны с эпигеосинклинальным орогенным режимом (образование горного рельефа, внутренних впадин, иногда вулканизм), но активизации непосредственно не предшествует геосинклинальное развитие. Как указывалось выше, в областях активизации горным хребтам часто соответствуют зоны разуплотнения в верхней мантии, а впадинам — более плотные "высокоскоростные" участки, причем вариации мощности коры в областях активизации значительно меньше, чем в эпигеосинклинальных орогенных областях, в которых поднятиям обычно соответствуют большие мощности коры, а межгорным впадинам — значительно сокращенные. Отмечаются и более сложные соотношения латеральных неоднородностей верхней мантии и рельефа в областях активизации. Одной из разновидностей областей постконсолидационной активизации являются области континентального рифтогенеза, характеризующиеся в основном конфигурацией неоднородностей коры и сети разломов. Преобладание поднятий связано с формированием астеносферных линз, сопровождающимся разуплотнением мантийного вещества.

Возникновение в сходных условиях или геосинклинальных систем, или областей активизации объясняется различиями взаимодействия разогретой разуплотненной мантии с вышележащими горизонтами литифицированной мантии и коры. Можно согласиться с В.В. Белоусовым, что крайнее проявление активизации — океаническая базификация, или, как сейчас иногда предпочитают говорить, деструкция континентальной коры, вызываемая наиболее значительным разогревом мантии.

Платформенные территории связаны с мощными консолидированными

ми и охлажденными блоками коры и мантии, где происходят в основном изостатические движения. Косвенным подтверждением этого можно считать установленный по результатам изучения глубинных ксенолитов В.С. Соболевым и др. [1975 г.] факт, что на Сибирской платформе даже слои верхней мантии, залегающие сейчас на глубине около 35 км, образовались при давлении не менее 18 кбар (т.е. на глубинах порядка 70 км). Такое сохранение ассоциаций минералов возможно лишь при подъеме "холодных" блоков мантии с докембрия доньше.

Разнообразие типов геосинклинальных систем и областей в значительной степени обуславливается степенью консолидации их субстрата и характером проницаемости разломов. Системы уральского, сихотэ-алинского и камчатского типов включают эвгеосинклинали, которые связаны с глубинными разломами, длительно проницаемыми для мантийных магм. Системы байкальского, зайсанского и карпатского типов характеризуются кратковременной раскрытостью глубинных разломов, а верхоянского типа включают лишь миогеосинклинали. В геосинклинальных системах уральского и сихотэ-алинского типов присутствуют глубокие приразломные прогибы, в которых образовались спилит-диабазовые и кварцкератофир-спилит-диабазовые формации (последние, характерные для геосинклиналей уральского типа, отличает от первых примесь в магмах расплавленного корового материала). Трахит-базальтовые формации ранней стадии развития эвгеосинклиналей Камчатки, по-видимому, являются производными более глубинной магмы, чем собственно базальтовая. В системах байкальского типа эвгеосинклинали отсутствуют, развиты миктогеосинклинали, для которых характерны кварцкератофир-спилит-диабазовые и спилит-диабазовые формации, но подчиненные осадочным. Для вулканогенных формаций миктогеосинклиналей систем зайсанского типа коровая составляющая более характерна: формация кварцевых кератофиров и др. Системы карпатского типа выделяются возникновением флишевых геосинклиналей даже на ранней стадии развития.

Наиболее полные проявления плутонизма всех стадий развития присущи системам уральского типа; системы сихотэ-алинского и байкальского типов характеризуются более умеренным проявлением плутонизма ранних стадий по сравнению с плутонизмом средних и поздних стадий; системы зайсанского и особенно верхоянского типов — повышенной ролью позднестадийных — орогенных плутонических формаций. Это объясняется возрастающей ролью коровых магм по сравнению с мантийными в ряде геосинклинальных систем от уральского типа к верхоянскому.

Предложенная геодинамическая модель, на наш взгляд, достаточно полно объясняет унаследованность развития тектонических структур и перестройки структурного плана, полицикличность геосинклинального развития большинства подвижных областей, отсутствие планетарных тектонических циклов и асинхронность замыкания близких по возрасту геосинклинальных систем, разнообразие их типов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе обобщен обширный материал по геосинклинальным и орогенным осадочным формациям. Описано 48 типов осадочных формаций, распространенных в складчатых областях территории СССР (14 из них выделены автором и впервые охарактеризованы подробно). При этом отмечалось, под какими наименованиями они описывались разными авторами, давалась краткая характеристика парагенеза, приводились примеры конкретных формаций, отнесенных к данному типу, затем подробнее на типичных примерах из разных регионов характеризовались состав и строение формационных тел, в заключение делались выводы о палеогеографических условиях накопления формаций, приуроченности их к определенным типам тектонических структур, о рудоносности и геохимических особенностях.

В последующих главах рассмотрены закономерности распространения осадочных формаций во времени, в разных тектонических и климатических зонах, сделаны выводы об эволюции осадконакопления и осадочного рудообразования. Оказалось, что лишь немногие осадочные формации строго приурочены к определенным типам тектонических и климатических зон, являясь для них типоморфными (яшмовая и кремнисто-диатомитовая формации в эвгеосинклиналях и т.п., галогенные, доломитовая и другие формации в зонах жаркого сухого климата и пр.). Только ассоциации формаций позволяют уверенно интерпретировать палеотектонические и палеоклиматические зоны. В геологической истории Земли лишь немногие типы формаций приурочены к отложениям определенного возраста (раннепротерозойские кремнисто-железистые и кварцево-конгломератовые, раннепалеозойская углисто-кремнистая, неогеновые кремнисто-диатомитовые и туфодиатомитовые формации и др.), некоторые характеризуются более широким возрастным интервалом и возрастными максимумами распространения. Образование специфических для определенных этапов развития Земли формаций связывается с эволюцией состава атмосферы и гидросферы, развитием биосферы и изменениями климата.

На основе анализа карты осадочных и вулканогенных формаций территории СССР масштаба 1:2 500 000 намечены типы формационных рядов и соответствующие им типы тектонических зон подвижных областей СССР, что является основой для естественной классификации (систематики) формаций, а также для детального тектонического районирования

складчатых областей. По типам формационных рядов выделены, в частности, 12 типов геосинклинальных прогибов, 5 типов срединных массивов и т.д. Осадочные формации подвижных областей объединяются в геосинклинальную и орогенную надгруппы.

Геосинклинальная надгруппа подразделяется на группы собственно геосинклинальную и срединных массивов и геоантиклиналей. Первая включает подгруппы эв-, микто- и миогеосинклинальную, а также флишево-геосинклинальную. Эвгеосинклинальная подгруппа объединяет три типа ассоциаций формаций, соответствующих типам формационных рядов, а микто- и миогеосинклинальная подгруппы — по четыре типа каждая. Аналогично делится на подгруппы и ассоциации формаций группа срединных массивов и геоантиклиналей.

Орогенная надгруппа подразделяется на группы эпигеосинклинальную и постконсолидационной активизации. Первая включает подгруппы — пригеосинклинальную орогенную, краевых прогибов, межгорную, глыбовых поднятий и вулканогенных поясов, — из которых межгорная и пригеосинклинальная делятся еще на ассоциации формаций, соответствующие типам формационных рядов.

От парагенезов формаций — формационных рядов — автор перешел к парагенезам самих формационных рядов и наметил семь типов послепарагенезских подвижных областей и систем геосинклинального ряда, развитых на территории СССР, которым, очевидно, соответствуют и определенные типы металлогенических провинций.

Проведенный формационный анализ позволил также критически оценить применимость существующих методов тектонического районирования и предложить составлять тектонические карты и схемы тектонического районирования нового типа, на которых в первую очередь отражался бы не возраст складчатых сооружений, а тип их развития, проявившийся в парагенезах формаций. По этому принципу составлены приложения к работе схемы структурно-формационного районирования территории СССР (см. рис. 39 и 41). В результате анализа этих схем сделаны некоторые выводы о закономерностях тектонического развития нашей страны.

В частности, подтверждается разнотипность многих разновозрастных подвижных областей и систем и однотипность разновозрастных. Развитие большинства складчатых областей и систем полициклично. Циклы не планетарные, а региональные, и даже близкие по возрасту геосинклинальных комплексов системы развиваются асинхронно. В ряде регионов прослеживается "ступенчатое" развитие смежных подвижных зон, которые по мере удаления от более древних консолидированных областей последовательно "омолаживаются", заканчивают, а часто и начинают геосинклинальное развитие все позднее.

В заключительной главе обоснован выбор геодинамической модели, соответствующей выявленным закономерностям. По данным континентальной геологии, новым сейсмическим и сейсмологическим материалам показывается недостоверность построений "новой глобальной тектоники". Причина тектонических процессов и разнообразия конкретных

форм их проявления, по мнению автора, в преобразовании вещества корово-мантийных блоков, связанном, в частности, с изменениями теплового режима. Считается вероятным также незначительное расширение Земли.

Конечно, данная работа — первый опыт в выбранном автором направлении и не решает еще однозначно многие вопросы. Далеко не с одинаковой полнотой изучены типы формаций и особенно условия их образования. Вне поля зрения автора остались допротерозойские и четвертичные формации. Типизация тектонических зон, систем и областей по данным формационного анализа — только один из возможных путей. Наиболее дискуссионны и долго еще останутся таковыми любые геодинамические построения.

Автор сочтет свою задачу выполненной, если данная работа позволит более единообразно выделять и анализировать формации в подвижных областях и покажет широкие возможности формационного анализа для детального тектонического районирования и металлогенического анализа в этих регионах.

В связи с этим одной из задач дальнейших исследований автор считает составление региональных среднemasштабных тектонических карт с использованием структурно-формационного метода тектонического районирования. Формационный анализ необходимо шире использовать и при составлении палеотектонических карт.

По-видимому, металлогенистам было бы небезынтересно выявить минерагеническую специализацию намеченных новых типов подвижных областей и систем. Более того, открывается широкое поле деятельности: детальных металлогенических исследований в пределах рудных провинций по характеристике минерагенических особенностей типов подвижных зон, соответствующих определенным типам формационных рядов. Одним из наиболее важных направлений формационного анализа представляется также монографическое описание отдельных типов формаций и продолжение изучения рудоносности осадочных формаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М., Гостеолтехиздат, 1961. 502 с.
2. Александрова М.И. Морские осадочные формации позднедевонско-раннекаменноугольного этапа геологического развития западной части Центрального Казахстана. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 94, с. 234–265.
3. Анкинович С.Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961. Ч. 1. 272 с.
4. Артюшков Е.В. Геодинамика. М., Наука, 1979. 327 с.
5. Агабекян А.А., Лихачева А.А. Верхнемеловые отложения Западного Копет-Дага. Л., Гостептехиздат, 1961. 242 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 62).
6. Беккер Ю.Р. Основные типы формаций Уральской складчатой области. — Сов. геология, 1965, № 12, с. 52–68.
7. Беккер Ю.Р. Позднекембрийская моласса Южного Урала. Л., Недра, 1968. 158 с.
8. Белоусов В.В. Общая геотектоника. М., Гостеолтехиздат, 1948. 598 с.
9. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 264 с.
10. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., Мир, 1974. 373 с.
11. Вальбе С.П. Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности Восточного Копет-Дага и Предкопетдагского прогиба. М., Недра, 1967. 164 с.
12. Вассоевич Н.Б. К вопросу об условиях образования флиша. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, вып. 4, с. 37–65.
13. Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Л.–М., Гостептехиздат, 1948. 216 с.
14. Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. Л.–М., Гостептехиздат, 1951. 240 с.
15. Вассоевич Н.Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, т. 128, с. 5–35.
16. Вассоевич Н.Б. Осадочные формации (исторический понятийно-терминологический обзор). — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М., Наука, 1980, с. 287–296.
17. Винник Л.П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М., Наука, 1976. 198 с.
18. Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск, Наука, 1972. 120 с.
19. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Литология, геохимия, корреляция, палеотектоника/В.М. Чернов, К.А. Инина, В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская, Петрозаводск, Карелия, 1970. 285 с. (Тр. ИГ Карел. ФАН СССР, вып. 5).
20. Вялов О.С. Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. Киев, Наукова думка, 1965. 194 с.
21. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1964. 276 с.

22. *Генетические* типы осадочных рудоносных и угленосных формаций / Отв. ред. В.К. Чайковский. М., Наука, 1974. 275 с.
23. *Геологические* формации (осадочные и вулканогенные) Зайсанской складчатой системы / М.Г. Хисамутдинов, Д.П. Авров, Е.Д. Василевская и др. М., Недра, 1972. 232 с.
24. *Геологическое* строение и железные руды Криворожского бассейна / Ред. Я.Н. Белевцев. М., Госгеолтехиздат, 1957. 280 с.
25. *Геология*, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии / В.А. Соколов, Л.П. Галдобина, А.В. Рылеев и др. Петрозаводск, Карелия, 1970. 336 с.
26. *Геология* месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963. Т. 1. 1210 с.
27. *Геология* месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., Недра, 1965. Т. 3. 491 с.
28. *Геология* месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., Недра, 1967. Т. 4. 476 с.
29. *Геология* месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., Недра, 1964. Т. 8. 790 с.
30. *Геология* СССР. М., Недра, 1964. Т. 31, ч. 1. 733 с.
31. Гиммельфарб Б.М., Тушина А.М. Фосфоритные руды главнейших месторождений Каратау. — Литология и полезные ископаемые, 1966, № 4, с. 88–102.
32. Грайзер М.И. Нижнекаменноугольные отложения Саяно-Алтайской складчатой области. М., Наука, 1967. 147 с.
33. Григорьев В.Н., Семихатов М.А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 1, с. 30–45.
34. Гуржий Д.В. Литология моласс Предкарпатья. Киев, Наукова думка, 1969. 202 с.
35. Добровольская Т.И. Мезозойские конгломераты восточной и центральной частей Горного Крыма и их значение для палеогеографии. Автореф. канд. дис. Львов, 1967. 21 с.
36. Драгунов В.И. К терминологии формационных подразделений. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, т. 128, с. 36–47.
37. Дружинин И.П. Литология карбоновых отложений Дзержкаганской впадины и генезис пластовых сульфидных руд. М., Наука, 1973. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 222).
38. Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации. М., Недра, 1972. 328 с.
39. Иванов Г.А. Генетическая классификация угленосных формаций. М., 1959. 32 с.
40. *Ископаемые* органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность / И.К. Королук, М.В. Михайлова, А.И. Равикович и др. М., Наука, 1975. 236 с.
41. Каледа Г.А. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта. — В кн.: Геохимия кремнезема. М., Наука, 1966, с. 402–421.
42. Калая Г.И. Формации и элементы тектонической структуры Украинской железорудной провинции. — Сов. геология, 1962, № 11, с. 70–87.
43. *Карта* осадочных и вулканогенных формаций территории СССР м-ба 1:2 500 000 / Гл. ред. Э.Н. Янов. М., 1979. 16 л. (ГУГК).
44. Красный Л.И., Михайлов А.Ф. Кремнисто-вулканогенная группа формаций северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, т. 128, с. 132–140.
45. *Критерии* прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л., Недра, 1978. 607 с.
46. Кумпан А.С., Добрецов Г.Л., Митрофанова К.В. Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л., Недра, 1969. 210 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 163).
47. *Литология* среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области / Г.Н. Бровков, Г.С. Бучарская, А.Е. Могилев, И.Д. Забияка. М., Наука, 1967. 222 с.

48. *Логвиненко Н.В.* Опыт генетической классификации угленосных формаций. — Сов. геология, 1966, № 8, с. 85–93.
49. *Мазанов Д.Д.* Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Баку, Наука, 1969. 269 с.
50. *Мазарович О.А.* Геотектонические условия формирования моласс. — Геотектоника, 1972, № 1, с. 29–44.
51. *Методы* формационного анализа угленосных толщ / Ред. Г.А. Иванов и Н.В. Иванов. М., Недра, 1975. 199 с.
52. *Милановский Е.Е.* Тектоническое развитие Земли в фанерозое в свете представлений о ее пульсациях и расширении. — В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М., Наука, 1980, с. 15–25. (МГК, 26-я сес. Докл. сов. геол.).
53. *Негруца В.З.* Стратиграфия и литогенез среднепротерозойских отложений Карелии в связи с проблемой металлоносных кварцевых конгломератов. Автореф. канд. дис. Л., 1967. 28 с.
54. *Плаксенко Н.А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере Курской магнитной аномалии). Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 264 с.
55. *Попов В.И.* Геологические формации — естественноисторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. В 2-х частях. Самарканд, Изд-во Узб. ун-та, 1959. Ч. 1. 149 с.; ч. 2, 170 с.
56. *Попов В.И.* Опыт классификации и описания геологических формаций. В 2-х частях. Л., Недра, 1966, 1968. Ч. 1. 208 с.; ч. 2. 551 с.
57. *Принципы* классификации осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций / Л.Э. Алексеева, В.А. Бобров, Н.С. Малич, Э.Н. Янов. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1972, т. 176, с. 27–36.
58. *Резанов И.А.* Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. М., Недра, 1980. 263 с.
59. *Рейфман Л.М.* Литологические особенности и условия формирования олигоценовых отложений Украинских Карпат. Автореф. канд. дис. Львов, 1971. 18 с.
60. *Ренгартен В.П.* Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. — В кн.: Региональная стратиграфия СССР. М., Изд-во АН СССР, 1959. Т. 6. 540 с.
61. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). Двадцатое чтение им. В.И. Вернадского 12 марта 1978 г. М., Наука, 1980. 79 с.
62. *Рухин Л.Б.* Основы литологии Л.—М., Гостоптехиздат, 1953. 672 с.
63. *Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии / Под ред. Е.В. Рухиной. 3-е изд., перераб. и доп. Л., Недра, 1969. 703 с.
64. *Рябой В.З.* Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М., Недра, 1979. 246 с.
65. *Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962. 242 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 68).
66. *Синицын В.М.* Силль. Историко-генетические аспекты. Л., Недра, 1972. 168 с.
67. *Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979. 191 с.
68. *Стратиграфия* и палеогеография девона Саяно-Алтайской складчатой области / Л.Э. Алексеева, Ю.С. Маймин, Л.Г. Маймина и др. Л., Недра, 1968. 160 с.
69. *Страхов Н.М.* Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 5, с. 3–21; № 8, с. 29–60.
70. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. В 3-х томах. М., Изд-во АН СССР, 1960, 1962. Т. 1. 212 с.; т. 2, 473 с.; т. 3, 549 с.
71. *Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш.* Мантия Земли и тектогенез. Киев, Наукова думка, 1968. 174 с.
72. *Тектоносфера* Земли / Отв. ред. В.В. Белоусов. М., Наука, 1978. 531 с.
73. *Теодорович Г.И.* Основные типы осадочных формаций платформ, краевых и межгорных прогибов. — Узб. геол. журн., 1959, № 3, с. 9–21.

74. Тушина А.М. Литолого-фациальные особенности формирования фосфоритной толщи Каратау. — Литология и полезные ископаемые, 1968, № 4, с. 84–94.
75. Усов М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936. 209 с. (Зап.-Сиб. геол. трест).
76. Формации горючих сланцев (Методы изучения и генетическая классификация) / Под ред. С.С. Баукова и В.А. Котлукова. Таллин, Валгус, 1973. 160 с.
77. Хаин В.Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1950, т. 25, вып. 6, с. 3–28.
78. Хаин В.Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1959, т. 34, вып. 2, с. 3–17.
79. Хворова И.В. Кремнеобразование в геосинклинальных областях прошлого. — Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 195, с. 9–136.
80. Хворова И.В., Ильинская М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, с. 87–160.
81. Херасков Н.П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. — В кн.: Тектоника и формации. М., Наука, 1967, с. 356–374.
82. Шабалин В.В., Сагындыков К. О ванадиеносных углисто-кремнистых отложениях хребтов Джетым-Тоо и Кок-Ийрим-Тоо (Тянь-Шань). — Изв. АН Кирг. ССР. Сер. естеств. и техн. наук, 1960, т. 2, вып. 6, с. 69–80.
83. Шатский Н.С. Избранные труды. М., Наука, 1964. Т. 2. 720 с.
84. Шатский Н.С. Избранные труды. М., Наука, 1965. Т. 3. 348 с.
85. Шатский Н.С. О тектонике Советского Союза (К десятилетию со дня смерти А.Д. Архангельского). — В кн.: Избранные труды. М., Наука, 1965. Т. 4, с. 76–84.
86. Шехоркина А.Ф. Формации рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива Приморья. М., Наука, 1966. 96 с.
87. Шлезингер А.Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М., Наука, 1965. 218 с.
88. Янов Э.Н. Геохимия кавказского и крымского флиша. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 1, с. 84–101.
89. Янов Э.Н. Типы подвижных областей и стадии их развития. — Сов. геология, 1977, № 4, с. 8–19.
90. Янов Э.Н. Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе. — Сов. геология, 1980, № 1, с. 66–75.
91. Янов Э.Н., Алексеева Л.Э. Девонские формации Саяно-Алтайской складчатой области. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, т. 128, с. 90–99.
92. Янов Э.Н., Логинов Ю.М. О литологии осадочных формаций палеозоя и триаса Передового хребта Кавказа. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 5, с. 78–96.
93. Bersier A. Les sédimentations rythmiques sinorogéniques dans l'avant-fossé molassique alpine. — Intern. Geol. Congr., 18th sess., pt. IV. Lond., 1950, p. 83–93.
94. Bertrand M. Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires. — Congr. Géol. Intern., C. r. sixième sess. Lausanne, 1897, p. 163–177.
95. Contescu L.R. Essai de classification des flyschs et des molasses. — Roc. Polsk. Two Geol., 1964, t. 34, zesz. 3, s. 425–445.
96. Franke D. Zur Fragen geologischer Terminologie und Klassifikation (I). Der Begriff Formation. — Z. angewandte Geologie, 1962, Bd. 8, H. 4, S. 208–214.
97. Paech W. Zur Analyse des Begriffs der geologischen Formation. — Z. angewandte Geologie, 1971, Bd. 17, H. 5, S. 195–201.
98. Pusch G.G. Ueber den Begriff Gebirgs-Formation und den bisher so schwankenden Gebrauch dieses Ausdruckes in der Geognosie. — Z. Min., Frankfurt (Main), 1826, Bd. 1, S. 511–529; Bd. 2, S. 68–80.
99. Wagenbreth O. Fazies und Formation. Eine geologiegeschichtliche Betrachtung. — Ber. Geol. Ges. DDR, 1964, Bd. 9, H. 1, S. 149–158.
100. Werner A.G. Neue Theorie von der Entstehung der Gänge mit Anwendung auf den Bergbau, besonders den freybergischen. Freiberg, 1791. 290 S.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Группы формаций

- Постконсолидационной активизации 154
- Собственно геосинклинальная 147
- Срединных массивов и геоантиклиналей 147
- Эпигеосинклинальная 154

Подгруппы формаций

- Внутренних впадин 154
- Вулканогенных поясов 154
- Геоантиклинальная 154
- Глыбовых поднятий 154
- Краевых прогибов 154
- Межгорная 154
- Миктогеосинклинальная 147
- Миогеосинклинальная 147
- Предгорная 154
- Пригеосинклинальная 147
- Пригеосинклинальная орогенная 154
- Сводово-глыбовых поднятий 154
- Срединных массивов 147
- Флишево-геосинклинальная 147
- Эвгеосинклинальная 147

Типы осадочных формаций

- Антраконитовая 105
- Валуно-глинистая 86-89
- Гипсово-известково-глинистая 33-34
- Глинистая (аспидная) 57-59
- Граувакковая 63-64
- Доломитовая 22-23
- Известково-глинистая 32-33
- Известково-глинисто-битуминозная 104
- Известняковая (салаирского типа) 100, 101
- Карбонатно-глинисто-песчаная 29-32
- Кварцево-конгломератовая 90-95
- Красноцветная континентальная алеврито-песчаная 120-126
- Красноцветная морская известняковая 103
- Кремнисто-диатомитовая 44
- Кремнисто-железистая 47-57

- Кремнисто-известняково-доломитовая 103, 104
- Кремнисто-карбонатная 23-27
- Кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная 27-29
- Кремнисто-сланцевая 41-44
- Менилитовая 34-36
- Мергельно-известняковая (минусинского типа) 101-103
- Молассовая 126-133
- Молассоидная 133-138
- Олигомиктовая 59-60
- Парамолассовая 89-90
- Петроцветная известняково-алеврито-песчаная 106-110
- Петроцветная известняково-мергельно-песчаная 110-112
- Петроцветная карбонатно-терригенно-туффитовая 115-118
- Полимиктовая глинисто-песчаная 60-62
- Рифовая 17-20
- Сероцветная известково-песчано-алевритовая "морей-озер" 112-115
- Сероцветная известняково-терригенная 105, 106
- Сероцветная морская алеврито-песчаная 119-120
- Слоистоизвестняковая 20-22
- Терригенно-галогенная 144-145
- Туфодиадомитовая 118-119
- Туфо-алеврито-песчаная 64-66
- Туфо-карбонатно-песчано-конгломератовая 66-67
- Туфо-песчано-конгломератовая 64-66
- Угленосная лимническая (минусинского типа) 139-140
- Угленосная лимническая (черемховского типа) 140-142
- Угленосная паралическая (закавказского типа) 98-100
- Угленосная паралическая (карагандинского типа) 142-144
- Угленосная паралическая (уральского типа) 95-98
- Углисто-кремнистая 44-47
- Флишевая 67-81
- Флишеидная 81-86
- Яшмовая 37-41
- Типы подвижных областей и систем Байкальский 193, 194

Верхоянский 193, 195
Зайсанский 193, 194—195
Камчатский 193, 194
Карпатский 193, 195
Сихотэ-алинский 193, 194
Уральский 193—194

Подтипы подвижных областей и систем

Саянский 193, 194
Североземельский 193, 194
Собственно сихотэ-алинский 193, 194
Собственно уральский 193, 194

Типы формационных рядов

Амурский 188
Ануйско-чуйский 181—182
Байкальский 170
Беломорский 180
Буреинский 180
Верхояно-колымский 173
Востоноаянский 172
Джунгарский 179
Джунгаро-балхашский 167
Зайсанский 190
Закавказский 179—180
Западноуральский 173
Кавказский 188
Камчатский 168
Карельский 183
Минусинский 183
Охотский 180
Рудноалтайский 169—170
Сахалинский 173
Саяно-алатауский 181
Северокавказский 173

Северотянь-шаньский 187
Селенгинский 189—190
Среднеазиатский 190
Тенизский 186
Тувинский 181
Тянь-шаньский 190
Уральский 165—166
Успенско-джайльминский 180
Устьоленёкский 183
Ханкайский 181
Южнотянь-шаньский 171

Подтипы формационных рядов

Аргунский 172
Востококамчатский 168—169
Горноалтайский 167—168
Жарма-саурский 172
Западнокамчатский 169
Западнокорякский 168
Кольвань-томский 170
Малокавказский 169
Монголо-охотский 187
Пусторецкий 187
Собственно байкальский 170
Собственно востоноаянский 172
Собственно джунгаро-балхашский 168
Собственно минусинский 186
Собственно северотянь-шаньский 187
Собственно тенизский 186—187
Собственно уральский 166—167
Собственно южнотянь-шаньский 171
Сихотэ-алинский 171
Чингиз-тарбагатайский 167
Южнотаймырский 186

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
I Понятие "осадочная формация"	6
II. Типы осадочных формаций	16
Геосинклинальные формации	—
Карбонатные и карбонатно-терригенные формации	—
Кремнистые формации	37
Терригенные формации	57
Угленосные формации	95
Орогенные формации	100
Карбонатные, карбонатно-терригенные и кремнистые формации	—
Терригенные формации	119
Угленосные и соленосные формации	138
III. Некоторые закономерности распространения и рудоносности осадочных формаций	146
IV. Типы формационных рядов	164
V. Типы подвижных областей и систем	193
VI. Принципы тектонического районирования и районирование территории СССР по данным формационного анализа	201
VII. Геодинамические гипотезы и вероятные причины тектонических процессов	211
Заключение	227
Список литературы	230
Предметный указатель	234

ЭДГАР НИКОЛАЕВИЧ ЯНОВ

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР

Редактор издательства Э.М. Бородянская
Переплет художника А.С. Бородина
Технический редактор Н.П. Старостина
Корректоры И.Б. Афиногенова, О.Г. Шаляпина

ИБ № 4864

Подписано в печать 29.08.83.	М-28081.	Формат 60×90/16.
Бумага офсетная.	Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер".	
Усл. печ. л. 14,75 + 0,37 вкл.	Гарнитура "Пресс-роман".	Печать офсетная.
Тираж 575 экз.	Усл.кр.-отт. 15,12.	Уч.-изд.л. 19,40.
	Заказ 318/1333.	Цена 3 р. 40 к.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра". Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

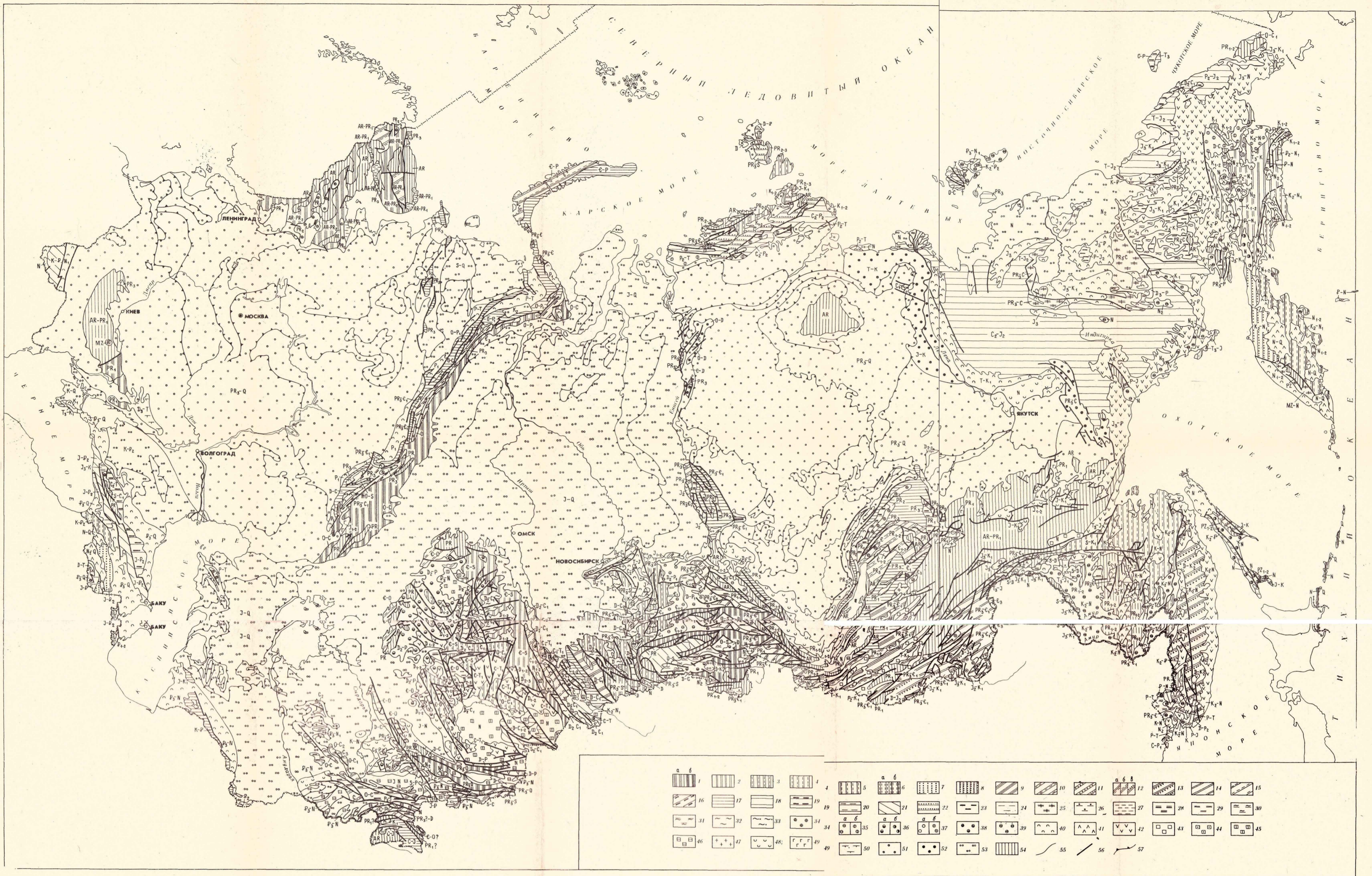


Рис. 41. Схема структурно-формационного районирования территории СССР.

Структурные элементы геосинклинального периода развития. 1-8 - геосинклинальные зоны типов: 1-2 - уральского [1 - собственно уральский подтип (а - первый вариант, б - второй вариант), 2 - чингиз-тарбагатайский]; 3-5 - джунгаро-балхашского (3 - горноалтайский подтип, 4 - собственно джунгаро-балхашский, 5 - западнокавказский); 6-8 - камчатского [6 - восточнокамчатский подтип (а - первый вариант, б - второй вариант), 7 - малокавказский; 8 - западно-камчатский]; 9-16 - миктогеосинклинальные зоны типов: 9 - рудноалтайского; 10-11 - байкальского (10 - собственно байкальский подтип, 11 - колымань-томский), 12-13 - южнокотлин-шаньского [12 - собственно южнокотлин-шаньский подтип (а - первый вариант, б - второй вариант, в - третий вариант), 13 - сикотлино-алейский подтип], 14-16 - восточносибирского (14 - аргунский подтип, 15 - жармаурский, 16 - собственно восточносибирский); 17-20 - миктогеосинклинальные

зоны типов: 17 - западноуральского, 18 - верхояно-колымского, 19 - северокавказского, 20 - саянского; 21 - зоны фишневых геосинклиналей; 22 - квазигеосинклинальные зоны; 23-27 - чехол средних массивов типов: 23 - джунгарского, 24 - зыккавказского, 25 - охотского, 26 - буренского, 27 - Беломорского; 28-29 - геантиклинальные зоны типов: 28 - усупенско-джакельминского, 29 - саяно-алатауского; 30-33 - пригеосинклинальные прогибы: 30-31 - геосинклинального периода развития (30 - тувинского типа, 31 - ханкайского); 32-33 - эпигеосинклинального орогенного периода развития (32 - анжиско-чуйского типа; 33 - усупенского). Структурные элементы эпигеосинклинального орогенного периода развития. 34-39 - межгорные впадины типов: 34 - карельского, 35 - минусинского (а - собственно минусинский подтип, б - южотаймырский), 36 -

теиского (а - собственно теиский подтип, б - пусторешский), 37 - северотянь-шаньского (а - собственно северотянь-шаньский подтип, б - монголо-охотский); 38 - кавказского, 39 - амурского; 40 - краевые прогибы; 41 - глыбовые поднятия; 42 - вулканогенные пояса. Структурные элементы, возникшие при постконсолидационной активизации. 43-46 - внутренние впадины типов: 43 - селенгинского, 44 - среднепампирского, 45 - зайсанского, 46 - Тянь-шаньского; 47 - сводово-глыбовые поднятия; 48 - предгорные впадины; 49 - катаплатформенные структуры; 50 - подивалковские структуры; 51-52 - чехол платформ (52 - перикратонные прогибы); 53 - чехол кавказской платформы; 54 - структуры, формационные ряды которых не восстановлены; 55 - границы структур; 56 - разрывные нарушения; 57 - структурные линии (на платформах и квазиплатформах).



30.40K

4061

102
2
2