



ТРУДЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

Ю.О. Гаврилов

ДИНАМИКА  
ФОРМИРОВАНИЯ  
ЮРСКОГО  
ТЕРРИГЕННОГО  
КОМПЛЕКСА  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА



## ОТ РЕДАКТОРА

В книге представлены результаты многолетних исследований автора – Юрия Олеговича Гаврилова, который – и в рамках выбранной темы, и в самом широком смысле – относится к числу лучших (весьма, кстати, немногочисленных) знатоков терригенных толщ нижней–средней юры Большого Кавказа. Можно сказать и больше: он, безусловно, является еще и настоящим ценителем всего, что связано с юрой Кавказа, с Кавказом вообще, – гор, природы, народов, истории и культуры Кавказа. Это звучит несколько романтически и, понятно, прямо не касается научных достижений, но не приходится сомневаться, что подобное отношение к объекту исследования сильно способствует успешной работе. Читатель, знакомясь с книгой, возможно, в какой-то мере почувствует это.

Комплекс терригенных отложений нижней и средней юры Большого Кавказа – объект для изучения сложный. Это монотонные толщи многокилометровой (около или более 10 км) мощности. В центральных зонах они к тому же интенсивно деформированы. В этих условиях, при изучении закономерностей, касающихся, как в данном случае, комплекса в целом, большую, буквально незаменимую роль играют полевые исследования и наличие надежной стратиграфической основы.

В этой связи необходимо отметить, что в основе работы лежит большой оригинальный фактический материал полевых работ, направленных на детальное седиментологическое, литологическое, минералогическое, геохимическое изучение комплекса. Это обстоятельство в наше время, в условиях свертывания полевых исследований и перенесения многих акцентов на «кабинетную» геологию, всегда приятно подчеркивать. Что касается стратиграфии, то автор в своих исследованиях мог опираться на хорошо разработанную, в том числе и при его участии, схему стратиграфического расчленения отложений с надежной корреляцией между зонами.

В предисловии хотелось бы обратить внимание на две, с методической точки зрения важные, стороны работы.

Первое – это отношение к комплексу нижне-среднеюрских отложений как к цельной и развивающейся системе. По словам самого автора, в книге дается анализ «становления юрского тер-

ригенного комплекса как единой, целостной системы» под влиянием локальных и общих (глобальных) факторов от момента накопления осадков до современного состояния.

Такой подход не тривиален, особенно для отложений бассейна седиментации, позже превращающегося в складчатое сооружение. Естественно, он дает интересные результаты. С одной стороны, из характеристик породы не только извлекается информация об условиях ее образования, но дается также реконструкция истории последующих литогенетических изменений за длительную историю существования комплекса под воздействием многих факторов. Об этом еще будет сказано ниже. С другой стороны, решается как бы обратная задача. По характеру и истории вторичных минералогических, текстурных и прочих преобразований выносятся суждения о событиях и особенностях обстановки, в том числе об особенностях тектонического режима, сопровождавших, или точнее вызывавших, эти преобразования. Для породы, как итогового продукта всей истории с момента ее образования до наших дней, как нельзя больше подходит выражение Т. Карлейла (английского писателя, философа): «настоящее – это суммарно взятое прошлое». Порода действительно несет в себе такую информацию.

Для Большого Кавказа реконструкции на этой основе имеют особое значение. В его ядре не сохранилось иных отложений альпийского этапа кроме ниже-среднеюрских. Последние распространены в восточной половине горного сооружения на огромных площадях. Поэтому об истории Большого Кавказа за время после средней юры, в частности об истории деформаций, можно судить, во-первых, на основании интерполяции между северным и южным склонами (что не позволяет дать однозначные ответы на некоторые вопросы), во-вторых, по особенностям самого ниже-среднеюрского комплекса. Иными словами, породы нижней–средней юры играют, как ни парадоксально это выглядит на первый взгляд, исключительную роль для реконструкции альпийской истории Большого Кавказа.

Но для того, чтобы отмеченная возможность реализовалась, необходимо тщательное ком-

плексное исследование (а) минеральных (минерально-текстурных) преобразований пород и (б) элементов структуры, таких как кливаж и др. Сейчас, понятно, решены далеко не все вопросы, и многое предстоит сделать, но основы метода заложены, и первые принципиально новые результаты получены. При этом, как показывает материал, приведенный в книге, таким путем удастся не только констатировать факт деформации, но иногда и определять время этого события (в ряде случаев это сделано путем анализа данных по кливажу и аутигенным образованиям).

Вторая сторона работы, о которой полезно сказать особо, в более широком смысле относится к методологии изучения осадочных бассейнов, или, точнее, составляющих их пород, как геологических образований (тел и структур) постоянно развивающихся и эволюционирующих. Эволюция осадочного бассейна, начинающаяся с первичного бассейна седиментации, может пойти по одному из двух главных вариантов: (а) сохраняясь в форме осадочного бассейна (например, во внутриплитной обстановке с минимальной интенсивностью тектонических деформаций и иных процессов, влияющих на изменение первичных свойств породы); (б) подвергаясь деформации, метаморфизму и пр. и

превращаясь в складчатое сооружение. В этих двух случаях не только эволюция тектонической структуры бассейна, но и вторичные литогенетические преобразования развиваются по-разному. В первом варианте определяющим является стадияльное изменение пород. Во втором – стадияльные изменения в большей или меньшей степени искажаются за счет действия дополнительных факторов. Содержание отдельных стадий может изменяться и сжиматься или растягиваться во времени. Некоторые стадии могут вообще выпадать или осуществляться в редуцированной форме, как, например, в описываемом в работе случае выпадает (или сильно сжимается) стадия катагенеза.

Поле для исследований здесь широкое. В отличие от стадияльной изменчивости (т.е. идеальной, не нарушенной сильными дополнительными воздействиями; хотя в реальности и идеальная схема не лишена больших или меньших отклонений), такого рода объекты и тренды эволюции породных комплексов изучены в меньшей степени. Вместе с тем, их изучение имеет большое значение и для совершенствования теории литогенеза (для выяснения трендов эволюции породы, механизмов, определяющих факторов), и для решения прикладных задач.

*Ю.Г.Леонов*

## ВВЕДЕНИЕ

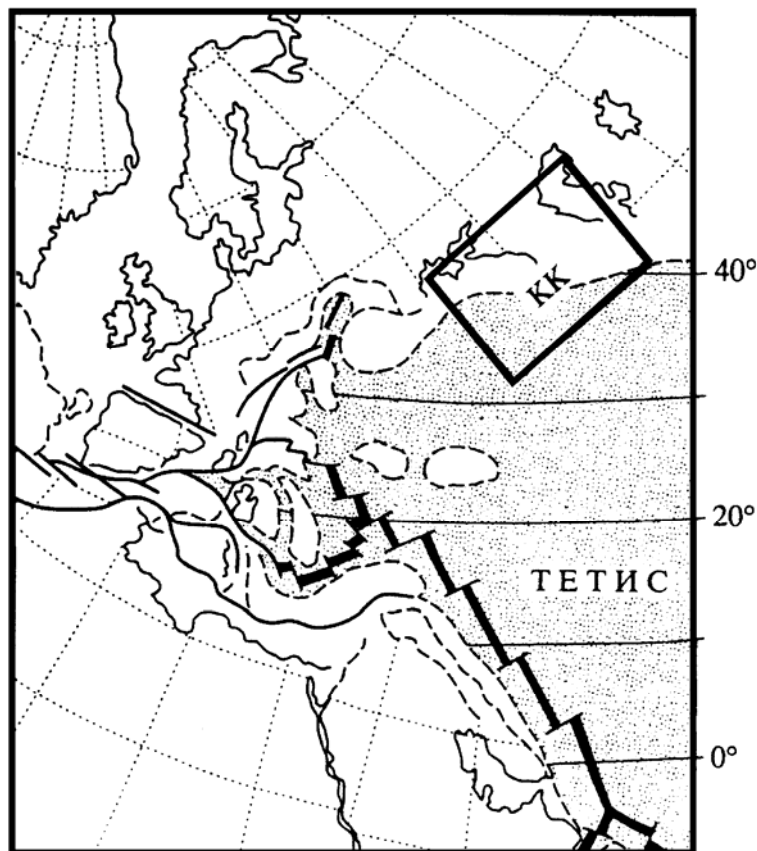
Одной из приоритетных фундаментальных проблем современной геологии является проблема формирования и эволюции вещественного состава крупных осадочных комплексов складчатых областей, выявление роли в этом процессе различных факторов литогенеза. Вещественный состав осадочного комплекса формируется на протяжении всей истории его развития – на этапах седиментогенеза, диагенеза, постдиагенетических преобразований. Образованным на разных стадиях осадочным породам присущи свои структурно-текстурные, геохимические и минералогические особенности, иногда качественно различные. Вместе с тем, сформированный на ранних стадиях литогенеза состав отложений активно влияет на гораздо более поздние процессы минералого-геохимических преобразований пород. Поэтому для корректной реконструкции истории становления осадочных комплексов требуется последовательное и взаимосвязанное исследование и расшифровка их вещественного состава и структурно-текстурных характеристик, возникавших на разных этапах формирования пород. Многие из этих задач в значительной степени решаются при проведении бассейнового анализа; имеется ряд удачных реконструкций такого рода применительно к недислоцированным комплексам. Исследование сложнодислоцированных комплексов складчатых областей значительно усложняется необходимостью учитывать разнообразные «наложенные» процессы при их формировании. Соответственно, для решения этой проблемы требуется свой комплекс методологических подходов. Многоплановый и комплексный анализ дислоцированных осадочных толщ является весьма актуальной проблемой, так как только с его помощью можно в ряде случаев получить существенно новые данные о геологической истории складчатых областей и, соответственно, об истории Земли в целом. Нами эта проблема решалась на примере многостороннего анализа ниже- и среднеюрских отложений Большого Кавказа, которые представляют собой единый крупный терригенный комплекс, прошедший сложную и длительную историю развития, на-

чиная от этапа седиментации до этапов интенсивных постседиментационных преобразований, формирования кливажа и складчатой структуры.

Конкретными целями при выполнении исследований было выявление седиментологических, геохимических, минералогических особенностей юрских терригенных толщ Большого Кавказа, установление совокупности факторов, обусловивших их специфику, выяснение характера и динамики постдиагенетических преобразований пород, а так-же их связи с тектоническим развитием бассейна; построение взаимосвязанной картины формирования осадочной структуры и вещественного состава отложений от стадии седиментации до этапа формирования кливажа; рассмотрение становления юрского терригенного комплекса как *единой целостной системы* в контексте как региональных, так и более общих (в том числе глобальных) процессов геологического развития Земли.

Некоторые специальные вопросы формирования вещественного состава ниже- и среднеюрских толщ Кавказа ранее рассматривались геологами, но эти работы, как правило, касались локальных объектов и охватывали сравнительно узкие стратиграфические интервалы. Работа, в которой исследуются образование и последующие изменения всего юрского терригенного комплекса на значительной территории региона Большого Кавказа, выполнена впервые.

Объект нашего исследования – ниже- и среднеюрский осадочный комплекс Большого Кавказа формировался в бассейне, который располагался на северной периферии океана Тетис (рис. 1). Согласно современным палеотектоническим реконструкциям [Ломизе, Панов, 1992, 2001], Кавказский регион в лейас-ааленское время развивался в режиме пассивной окраины, в байосбатское – в режиме активной окраины, на которой формировался Закавказский вулканоплутонический пояс (рис. 2). В морфологическом отношении в лейас-ааленское время бассейн являл собой вытянутый в субширотном направлении более чем на тысячу километров водоем, ширина которого могла достигать нескольких сотен километров. На протяжении ранней и средней юры (раннеальпий-



**Рис. 1.** Размещение Крымско-Кавказской континентальной окраины (в прямоугольнике КК) на реконструкции океана Тетис для ранней юры (тоарского века) по [Atlas Tethys..., 1993], с изменениями [Ломизе, Панов, 2001]

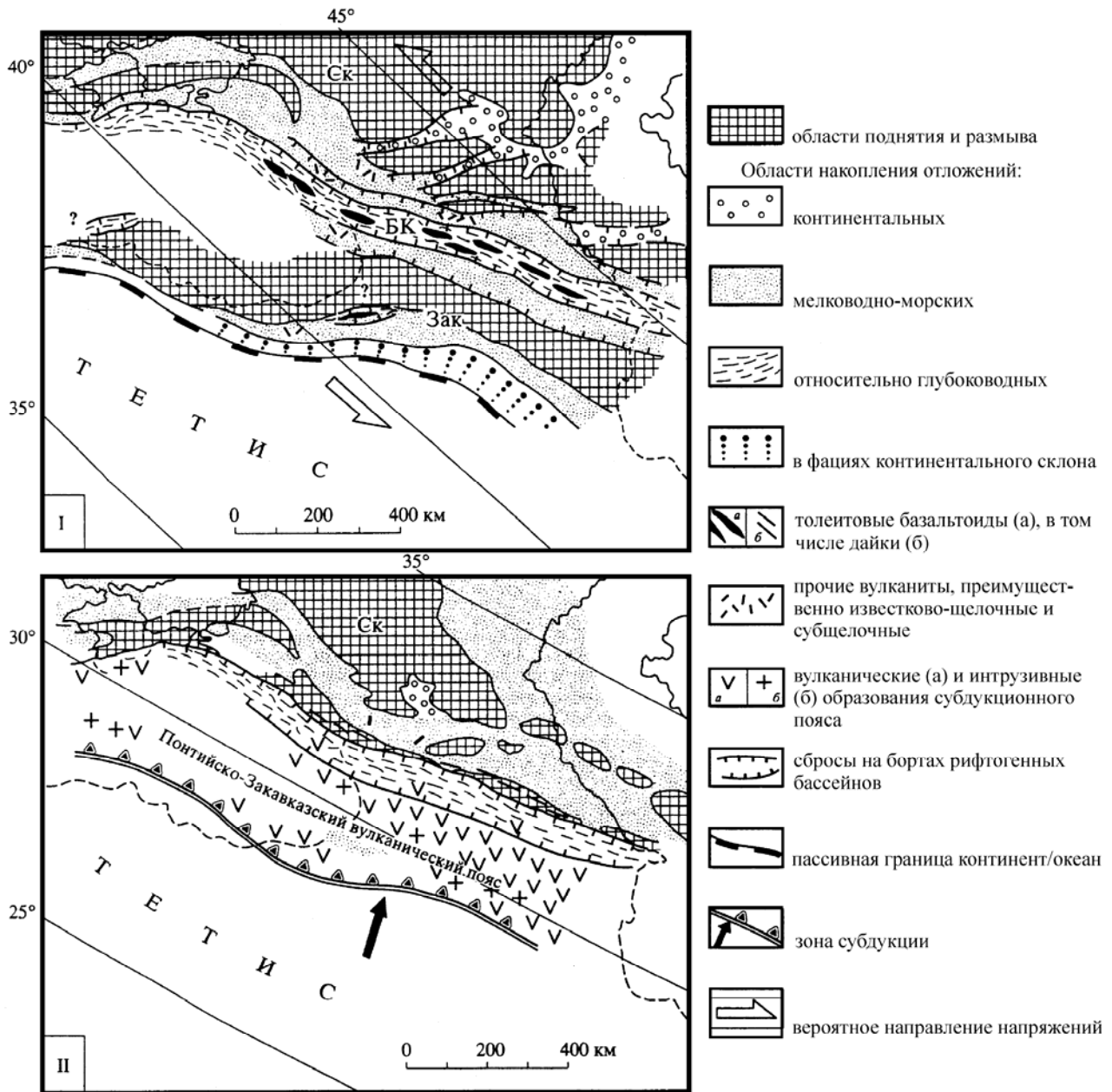
ский этап развития Кавказа) бассейн характеризовался преимущественно терригенным типом седиментации. За это время здесь накопились песчано-глинистые толщи, суммарная мощность которых очень велика и в некоторых районах достигает 9 и более километров.

На протяжении всего ранне- и среднеюрского этапа развития бассейн располагался на коре континентального типа, хотя и утоненной. По оценкам М.Г. Ломизе и Д.И. Панова [Ломизе, Панов, 2001] пассивная континентальная окраина в ширину достигала 500–600 км; с юга она ограничивалась континентальным склоном. В современной структуре Кавказского региона границу континент–океан трассируют краевые офиолитовые сутуры, которые прослеживаются от района озера Севан до Западных Понтидов. В пределах пассивной окраины литосфера испытывала растяжение, что сопровождалось дифференцированными опусканиями ее поверхности ниже уровня моря, заложением линейно-

вытянутых бассейнов рифтового типа, в том числе бассейна Большого Кавказа. Предполагается, что бассейн Большого Кавказа развивался по модели асимметричного рифтинга, то есть над главным сместителем, представлявшим собой пологий сброс, наклоненный к северу [Ломизе, 1996].

На лейас-ааленском этапе бассейн Большого Кавказа представлял собой единый прогиб. В конце аалена – начале байоса произошла тектоническая перестройка района, ознаменовавшая начало нового этапа в развитии бассейна Большого Кавказа. В это время пассивная Крымско-Кавказская континентальная окраина преобразовалась в активную, что сопровождалось возникновением Закавказского вулканического пояса. Причем в начале байоса бассейн Большого Кавказа почти полностью замкнулся. Однако такая ситуация просуществовала недолго, и последовавшие вскоре опускания охватили континентальную окраину почти повсеместно. В результате этих событий ранее единый бассейн Большого Кавказа распался на систему северных и южных бассейнов. На месте северной части осевой зоны лейас-ааленского бассейна образовались геоантиклинальные поднятия. К югу от них (в тылу Закавказского вулканического пояса) развивалась система узких про-

гибов, в которых осадконакопление не прерывалось и ааленские отложения без перерыва сменяются байосскими. К северу от геоантиклинальных поднятий (на месте северного борта лейас-ааленского прогиба) в байосе–бате возникла северная система прогибов, которые по мере роста центральных поднятий постепенно смещались в северном направлении, переходя уже в платформенные прогибы южной окраины Скифской плиты. В конце средней юры вследствие общего поднятия территории Большого Кавказа произошла регрессия и эти прогибы замкнулись. В дальнейшем – в поздней юре – режим седиментации в бассейне Большого Кавказа существенно изменился: здесь начали накапливаться карбонатные, красноцветно-эвапоритовые, флишевые отложения. Толща верхней юры налегает на породы терригенного комплекса часто с угловым несогласием (см. приложение, фототаблица 1), местами значительным.



**Рис. 2.** Палеотектонические реконструкции Крымско-Кавказской окраины океана Тетис [Ломизе, Панов, 2001]  
 I – пассивная континентальная окраина до начала субдукции (в ранней юре – аалене); II – активная континентальная окраина после установления режима субдукции (в байосе–бате); Ск – Скифская платформа, БК – бассейн Большого Кавказа, Зак – Закавказский массив. Палеошироты даны по [Atlas Tethys..., 1993], приблизительно

Несмотря на кажущееся однообразие вещественного состава ниже- и среднеюрского осадочного комплекса, условия его образования на всех этапах развития были чрезвычайно многообразны, соответственно разнообразны и многочисленны были факторы, под влиянием которых происходило его формирование. С условиями накопления отложений было тесно связано возникновение их геохимической и минералогической специфики. На постседиментационной стадии

развития комплекса происходила существенная переработка отложений под действием геостатического давления, температуры, стресса, в результате чего возникал новый минеральный облик отложений, как правило, заметно отличавшийся от первоначального. Вместе с тем, вновь образованные минеральные ассоциации значительно, а зачастую в решающей степени зависели от первичного состава отложений. Как на стадии накопления толщ, так и в дальнейшем – при пре-

образованиях пород, сопровождавшихся формированием кливажа, значительную роль играли тектонические факторы (погружение ложа водоема, сжимающие напряжения и др.). На разных стадиях осадко- и порообразованием формировались разнообразные полезные ископаемые, как осадочного, так и эпигенетического происхождения. Поэтому восстановление по возможности полной истории формирования и развития юрского терригенного комплекса является не только крупной фундаментальной проблемой, важной для понимания закономерностей возникновения структур, схожих с Большим Кавказом, но и для прикладных задач, связанных с вопросами минерагении региона.

Следует отметить, что при проведении минералогических исследований акцент был сделан на глинистых и глинисто-алевритовых отложениях, минеральный состав которых наиболее чутко реагировал на воздействие таких факторов как температура, геостатическая нагрузка, стресс.

При определении стратегии исследований нам необходимо было выбрать наиболее типичные разрезы, характеризующие динамику накопления отложений на территориях со сходным режимом седиментации. Для этого нами использовалась разработанная в работах Ю.Г. Леонова, Д.И. Панова, А.И. Гущина и других исследователей схема районирования Большого Кавказа на основе выделения структурно-фациальных зон (рис. 3). Наши исследования охватывали нижне- и среднеюрские отложения в пределах следующих структурно-фациальных зон (СФЗ). *Лабино-Малкинская СФЗ* являлась южной частью Скифской плиты; развитые здесь отложения залегают сравнительно полого. К востоку соответствующие отложения перекрыты более молодыми образованиями. С юга Скифская плита, а соответственно и Лабино-Малкинская СФЗ, ограничена *Тырныауз-Пшекишской шовной зоной*, которую можно проследить от р. Белой на западе до р. Чегем на востоке. Эта зона преимущественно выражена одним крупным разломом, но на востоке и на западе строение её усложняется, и она представлена в виде нескольких узких блоков, разделенных разломами [Панов, 1962 и др.]. Северному борту бассейна Большого Кавказа соответствуют *Архыз-Гузерицкая, Дигоро-Осетинская и Агвали-Хивская СФЗ*. Между Лабино-Малкинской и Дигоро-Осетинской СФЗ относительно небольшую территорию занимает *Восточно-Балкарская СФЗ*, характеризующаяся промежуточным между ними типом разреза. Нами также проводились исследования в центрально-кавказской части *Бзыбско-Казбекской и Псеашхинской СФЗ*,

которые соответствовали осевой части прогиба (Бзыбско-Казбекская) и его северному обрамлению (Псеашхинская). Последней на востоке соответствовала *Метлюта-Ахтычайская СФЗ*.

В пределах Лабино-Малкинской СФЗ достаточно отчетливо выделяются западная и восточная подзоны. Для восточной подзоны опорным был выбран разрез по правобережью р. Тызыл (левый приток р. Баксан); изучался также разрез по р. Джигиат (правобережье р. Баксан). Отдельные интервалы разреза  $J_{1-2}$  были исследованы на правобережье р. Кубань (ручей Джаланкол, глинистые пачки хумаринской свиты), по р. Малка (оолитовые Fe-руды Малкинского серпентинитового массива). В пределах западной части Лабино-Малкинской СФЗ из-за плохой обнаженности нельзя было изучить в одном месте полный разрез  $J_{1-2}$ , поэтому разные стратиграфические интервалы исследовались в разных местах: нижняя часть разреза – плинсбах – низы тоара – в бассейне р. Малая Лаба, тоарские и ааленские части разреза по р. Уруп; верхи аалена – низы байоса по р. Кардоник, байосские отложения в стратотипическом разрезе джангурской свиты на южном склоне г. Джангура (междуречье рек Кубань и Кардоник).

Разрез восточной части Тырныауз-Пшекишской шовной зоны (Кестантинская впадина) описан по р. Кестанты и по левобережью р. Чегем (р. Джунгусу – аален и байос). Дислоцированные и измененные под влиянием повышенных температур отложения этой зоны были исследованы в разрезе по балке Большой Мукулан и непосредственно в районе Тырныаузского рудника. Юрские терригенные отложения Восточно-Балкарской СФЗ изучались на левобережье р. Черек Безенгийский (р. Эльсу, г. Мукалка).

В восточной части Архыз-Гузерицкой СФЗ отложения изучались в Кыртыкской впадине (левобережье р. Баксан), западнее – в верховьях р. Б. Зеленчук (р. Архыз, р. Дукка, г. София), в западной части – по р. Белой и её правому притоку р. Молчепе).

На территории Дигоро-Осетинской СФЗ юрские толщи исследовались в бассейне р. Урух у с. Лезгор, г. Мацута, по правому притоку р. Айгамуге у сел Фараскат, Фаснал, Галиат, по р. Ардон (балка Ксурт, р. Архондон и др.), по рекам Фиагдон, Гизельдон, в верховьях р. Суаргомдон, по р. Терек, по правобережью р. Армхи (Салгинская речка и др.), по р. Асса (интервал с пуйскими песчаниками).

Толщи, развитые в пределах Псеашхинской СФЗ, изучены по р. Терек и его правому притоку р. Кистинке, по р. Мидаграбиндон (истоки р. Ге-

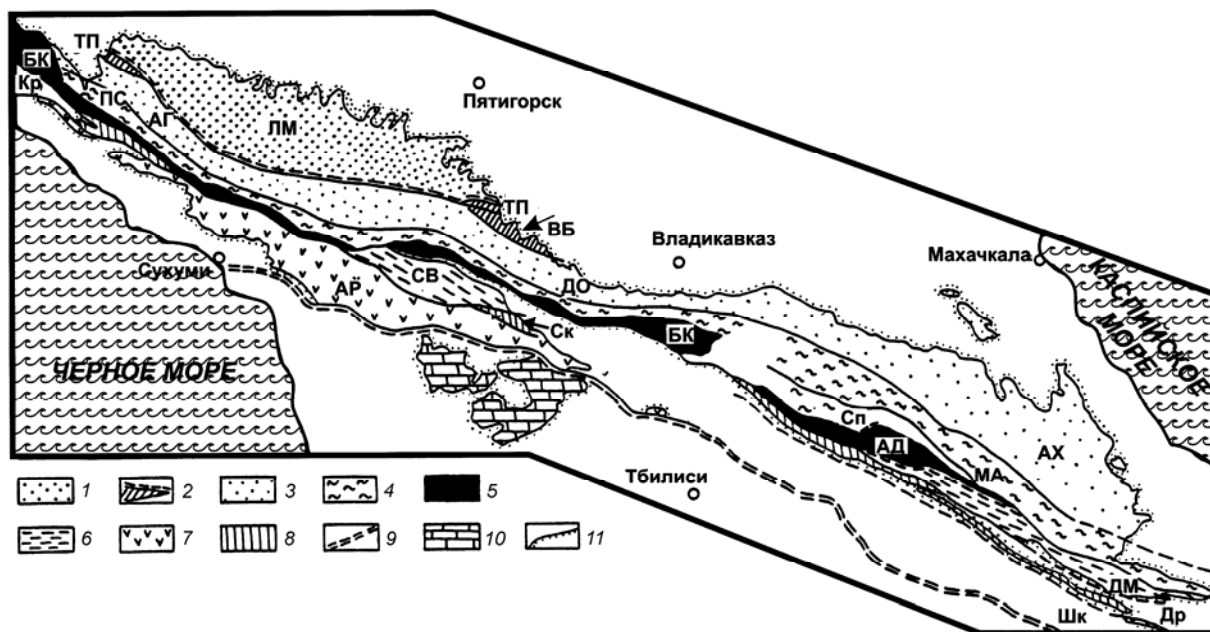


Рис. 3. Схема структурно-фациального районирования территории Большого Кавказа для ранне- и среднеюрского времени [Панов, Гуцин, 1987]

1 – эпигерцинская Скифская плита (ЛМ – Лабино-Малкинская зона); 2 – переходная зона между Скифской плитой и прогибом (ТП – Тырныауз-Пшекишская шовная зона, ВБ – Восточно-Балкарская зона); 3–8 – прогиб Большого Кавказа в ранней юре и аалене: 3 – северный борт (АГ – Архыз-Гузеришская, ДО – Дигоро-Осетинская, АХ – Агвали-Хивская зоны), 4 – северное обрамление осевого трого (ПС – Псеашхинская, МА – Метлюта-Ахтычайская, Сп – Сперозская зоны), 5 – осевой трог прогиба (БК – Бзыско-Казбекская, АД – Алазань-Диндидагская зоны), 6 – южное обрамление осевого трого (Св – Сванетская, ДМ – Даличай-Мазинская зоны), 7,8 – южный борт прогиба (АР – Абхазо-Рачинская, Шк – Шекинская зона, Кр – Краснополянская, Ск – Сакаурская, Др – Дуруджинская зоны). В байосе и бате: 3 – (ДО, АХ) – Балкаро-Осетино-Дагестанский прогиб; 4 – система Центральных геантиклинальных поднятий; 5,6 – система прогибов южного склона; 7 – Закавказский вулканогенный прогиб; 8 – полоса с переходным, вулканогенно-осадочным типом разреза байоса; 9 – Кахетино-Лечхумская шовная зона; 10 – Закавказский срединный массив (в байосе – часть Закавказского вулканогенного прогиба); 11 – границы распространения нижне- и среднеюрских отложений на поверхности

налдон), а в пределах Бзыско-Казбекской СФЗ по р. Терек и его притокам, по р. Ардон.

В пределах Восточного Кавказа (к востоку от р. Ассы) исследования в пределах Агвали-Хивской СФЗ велись по долинам рек Чантыаргун, Аварское Койсу, Каракойсу; отдельные интервалы тоар-ааленских отложений изучены по р. Чирахчай (хореджская толща, а также подстилающие и перекрывающие её угленосные отложения), аналогичный интервал – по р. Рубасчай.

Сидеритоносные отложения Дагестана исследовались по р. Самур, р. Курах, в истоках р. Казикумухского Койсу у с. Хосрех, в Чиркатинской впадине на южных отрогах хр. Салатау. Верхнеплинсбахские отложения Метлюта-Ахтычайской СФЗ изучались по долинам рек Аварское Койсу, Андийское Койсу, Чантыаргун. Отложения, вмещающие полиметаллическое месторождение Кизилдере, исследовались в верховьях р. Ахтычай (правый приток Самура).

Для наших исследований требовалась детальная стратиграфическая основа, которая позволяла бы сопоставлять с достаточной точностью геологические события, процессы, имевшие место в разных частях бассейна Большого Кавказа. Единственной группой ископаемых организмов, позволяющей проводить надежную корреляцию отложений по всей площади бассейна, являются аммониты. Вопросами разработки для Северного Кавказа региональной стратиграфической зональной схемы по аммонитам занимались многие геологи, среди которых следует отметить в первую очередь таких исследователей, как Н.В. Безносков, А.И. Гуцин, Н.В. Живаго, В.П. Казакова, И.Р. Кахадзе, К.Я. Крымгольц, Ю.Г. Леонов, Д.И. Панов, К.О. Ростовцев и др. Нами в работе прежде всего использовались работы по стратиграфии юры Северного Кавказа, опубликованные геологами, работавшими в Кавказской геологической экспедиции МГУ, а в дальнейшем А.И. Гу-



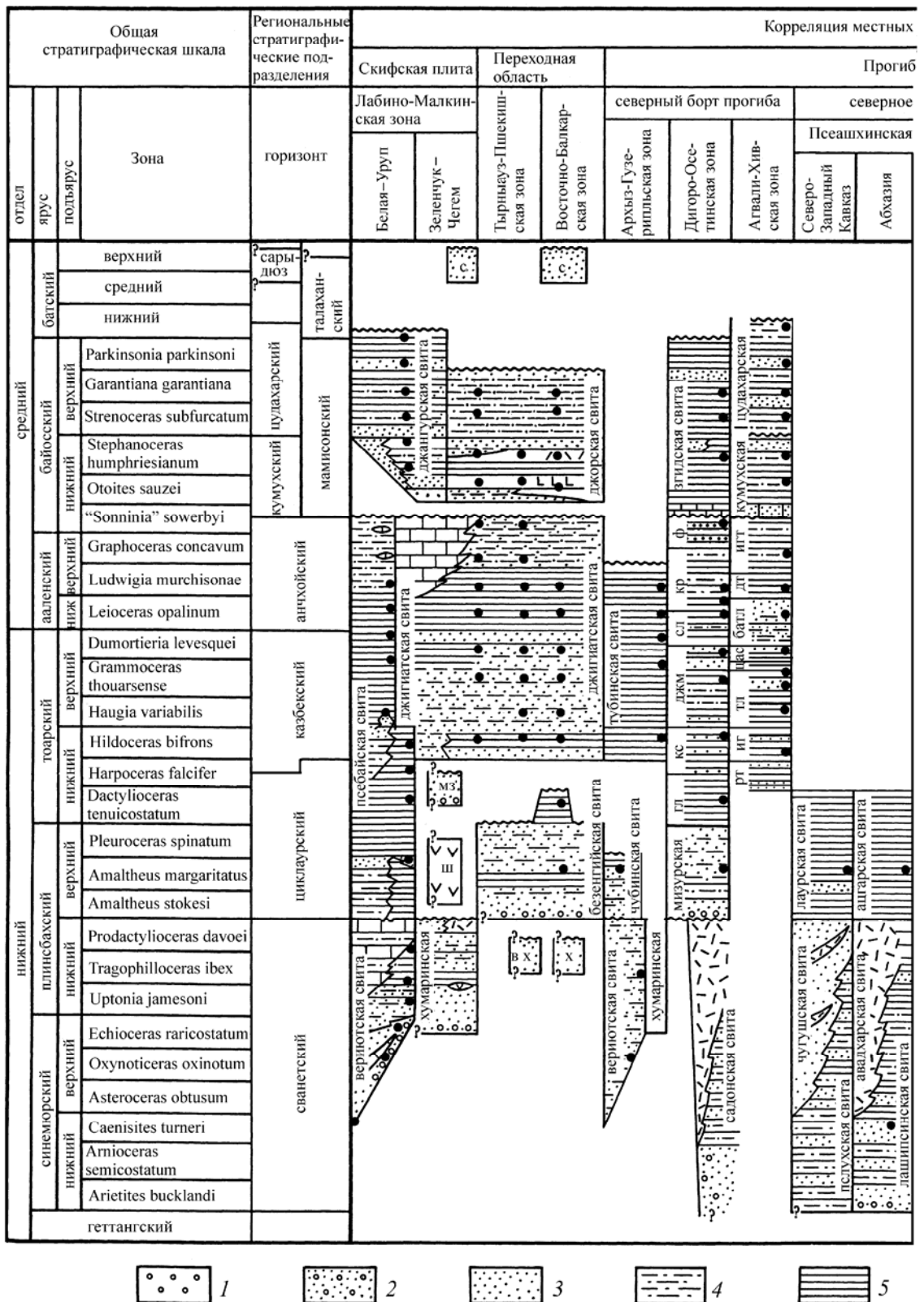
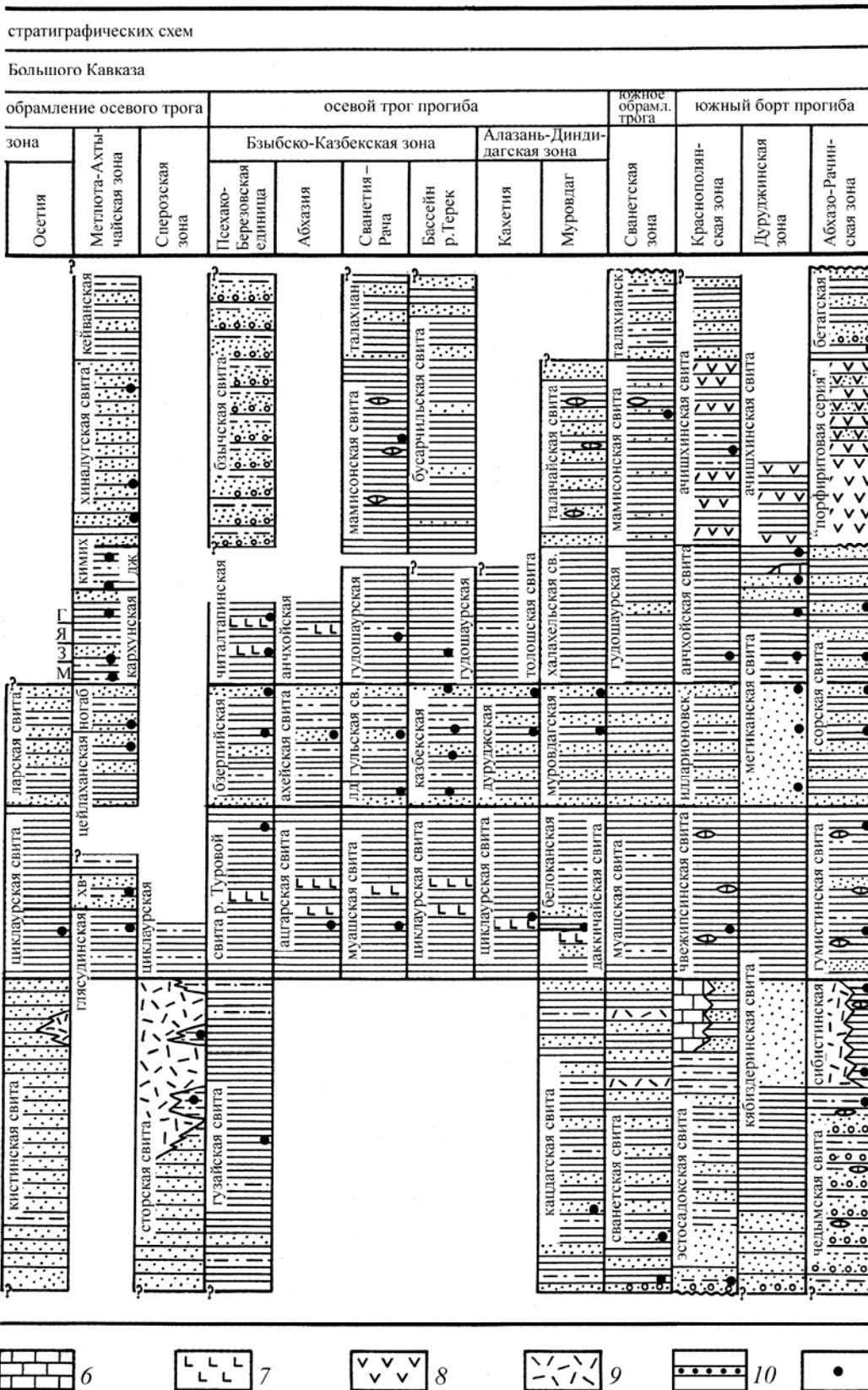


Рис. 4. Региональная стратиграфическая схема ниже- и среднеюрских отложений Большого Кавказа

1 — конгломераты; 2 — песчаники с гравием и галькой; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — известняки; 7-9 — вулканические породы: 7 — основного состава, 8 — среднего состава, 9 — средне-кислого и кислого состава; 10 — пласти конкреционных конгломератов; 11 — места находок фауны (аммонитов); названия свит: в — вериотская, х — хумаринская, ш — шоан-



ская; мз – муздужская, с – сарыдюз, гл – галиатская, кс – ксурская, джм – джимаринская, сл – салгинская, кр – койрахская, ф – фортаухская, м – михрекская, з – заинкамская, я – ялахкамская, г – гепцайская, хв – хваршинская, дж – джиминская, рт – ратлубская, иг – игорская, тл – тлянубская, ц – цекобская, батл – батлужская, дт – датунская, игт – игатлинская

щинным и Д.И. Пановым, с которыми автор неоднократно проводил совместные полевые исследования в различных районах Кавказа. На рис. 4 приведена схема регионально-стратиграфического расчленения ниже- и среднеюрских отложений Большого Кавказа по [Панов, Гушин, 1987] с добавлениями и исправлениями по [Панов, Гушин, 1993, Панов, 1997, 2003].

Ниже- и среднеюрские отложения в пределах южного склона бассейна Большого Кавказа исследовались нами только в некоторых районах (Северная Кахетия, истоки рек Терек, Ардон). Более детальное изучение этих толщ нами не проводилось по ряду причин. Во-первых, в 1979 году была опубликована монография Г.А. Чихрадзе «Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа», в которой часть интересовавших нас вопросов в той или иной степени была рассмотрена. Кроме того, несколько снижало наш интерес к отложениям  $J_{1-2}$  южного склона то обстоятельство, что для них не была разработана детальная стратиграфическая схема на зональной основе, адекватная существующей для разрезов северного склона бассейна. Соответственно, событийная корреляция, широко использовавшаяся в наших палеорекострукциях для Северокавказского региона, была существенно затруднена для сопоставления событий, имевших место на южном и северном склонах палеоводоема. Заметим также, что выполнение некоторых запланированных работ на территории Грузии и Азербайджана, направленных на проведение корреляции геологических событий на северной и южной окраинах бассейна, а также завершение геологических пересечений через поля развития отложений  $J_{1-2}$  Большого Кавказа после 1990 года стало практически неосуществимым. Поэтому при проведении реконструкций развития ранне- и среднеюрского бассейна в целом нами использовались ра-

нее опубликованные материалы по стратиграфии, литологии и тектонике южного склона Большого Кавказа российских и закавказских геологов.

Основная часть полевых исследований юрского терригенного комплекса Кавказа выполнена в 1979–1990 гг. Однако автор начал заниматься вопросами строения и образования юрских толщ Кавказа ещё будучи студентом под руководством Д.И. Панова (Локский массив, 1969 г. и Северная Кахетия, 1970 г.).

В процессе изучения вещественного состава ниже- и среднеюрского осадочного комплекса отобрано более 1700 проб, в которых представлено более 5 тысяч образцов разновидностей пород. Аналитическая обработка собранного материала проводилась в лабораториях Геологического института РАН – химической (с 1996 г. – химико-аналитических исследований) и физических методов изучения порообразующих минералов.

В течение многих лет работы по проблеме геологии Большого Кавказа автор имел счастливую возможность обсуждать интересующие его вопросы и проводить совместные исследования с Д.И. Пановым и А.И. Гушиным, а также В.П. Казаковой, В.Г. Талицким, А.Н. Стафеевым, М.Л. Соминым. Автор выражает искреннюю благодарность первому читателю монографии Ю.Г. Леонову, чьи замечания и суждения о работе были весьма ценны и полезны. Большую помощь в аналитических исследованиях оказали И.Ю. Лубченко, С.М. Ляпунов, А.Л. Соколова, Е.В. Покровская, Н.В. Горькова, А.И. Гусарева, С.И. Ципурский, М.Е. Горшкова, которым автор глубоко признателен. Автор также весьма благодарен Г.Ю. Бутузовой, чьи доброжелательные и конструктивные замечания по работе позволили ее улучшить, а также Е.В. Щепетовой, участвовавшей в редактировании рукописи. Особую признательность автор выражает Е.А. Щербининой за большую помощь в работе над монографией.

## ЧАСТЬ I

# СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Ранне- и среднеюрский бассейн седиментации Большого Кавказа протягивался в субширотном направлении более чем на тысячу километров. Как по его простиранию, так и вкрест ему обстановки осадконакопления претерпевали существенные изменения; кроме того они заметно эволюционировали со временем. Все это создавало значительное разнообразие условий седиментации.

Различные стороны литологии ниже- и среднеюрских отложений разных районов Большого Кавказа рассматривались в работах многих геологов [Ажгирей, 1960, 1968 и др.; Алиев, Акаева, 1957; Безбородов, 1961; Безносков, 1967; Безносков и др., 1960; Беридзе, 1983; Бровков, 1958, 1960; Варданянц, 1935; Гроссгейм, 1961; Джанелидзе, 1940; Дзоценидзе и др., 1956; Живаго, Безносков, 1958; Живаго, Казакова, 1958; Зесашвили, 1979 и др.; Казакова, 1956 и др.; Кахадзе, 1947; Кахадзе и др., 1960; Конюхов, 1956 и др.; Крымов, 1964 и др.; Леонов, 1961, 1966, 1969 и др.; Ломизе, 1969 и др.; Мазанов, 1969; Милановский, Хаин, 1963; Панов, 1976 и др.; Ренгартен, 1932 и др.; Ренгартен, Старостина, 1956; Ростовцев, 1962, 1964 и др.; Теодорович, Похвиснева, 1964; Тимофеева, 1963 и др.; Фролов, 1958, 1965; Хаин, 1953 и др.; Халифазаде, Аббасова, 1963; Халифазаде, Магоме-

дов, 1982; Чихрадзе, 1979 и др.]. Помимо специальных литологических исследований, вопросы условий осадконакопления в той или иной мере рассмотрены в большом числе публикаций по геологии разных районов Кавказа. Подавляющее большинство этих работ были выполнены в 50-х – начале 70-х годов.

Нашей задачей было изучение в сравнительном аспекте обстановок осадконакопления в пределах всего региона Большого Кавказа и выявление основных закономерностей их эволюции на протяжении ранне- и среднеюрского времени.

Как показали исследования, условия осадконакопления в пределах восточной части бассейна определялись прежде всего существовавшим здесь на протяжении лейаса – аалена крупного дельтового комплекса, включавшего в себя как наземную дельту, так и обширную авандельту. Обстановки седиментации в центральных и западных частях водоема также характеризовались своими специфическими чертами, но в целом имели больше сходства между собой по механизмам седиментации, заметно отличаясь в этом отношении от восточнокавказских. Целесообразно в связи с этим рассмотреть условия седиментации и их эволюцию отдельно – в восточнокавказском и центрально- и западнокавказском сегментах бассейна осадконакопления, проведя в дальнейшем их сопоставление.

## ГЛАВА 1. НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

### Седиментологические аспекты формирования отложений

Осадочные толщи Северо-Восточного Кавказа, в отличие от распространенных в более западных районах, характеризуются специфическими, присущими только этому району чертами строения. Обусловлено это тем, что они формировались под влиянием крупной речной системы, впадавшей здесь в водоем и приносившей большие массы осадочного материала. Изучение строения и эволюции дельтовых осадочных комплексов имеет важное значение как для установления общих закономерностей их формирования, так и для выяснения истории геологического развития конкретных регионов, к которым эти комплексы приурочены. Мощная (почти 8-километровая) толща дельтовых отложений Северо-Восточного Кавказа представляет большой интерес, так как отражает динамику смены осадочных обстановок на протяжении достаточно длительного времени, происшедшей на фоне развития крупного осадочного бассейна Большого Кавказа.

Различные аспекты строения нижне- и среднеюрских толщ Дагестана, и прежде всего угленосных, рассматривались многими геологами [Алиев, Акаева, 1962; Бровков, 1958; Голубятников, Крымгольц, 1947; Дробышев, 1933; Конюхов, 1959; Филимонов, 1938; Халифа-заде, Магомедов, 1982], но наиболее детальные и комплексные исследования верхнеюрских-нижеааленских отложений были проведены В.Т. Фроловым, который реконструировал условия их формирования, показав большую роль древней дельты в образовании некоторых осадочных интервалов [Фролов, 1963, 1965].

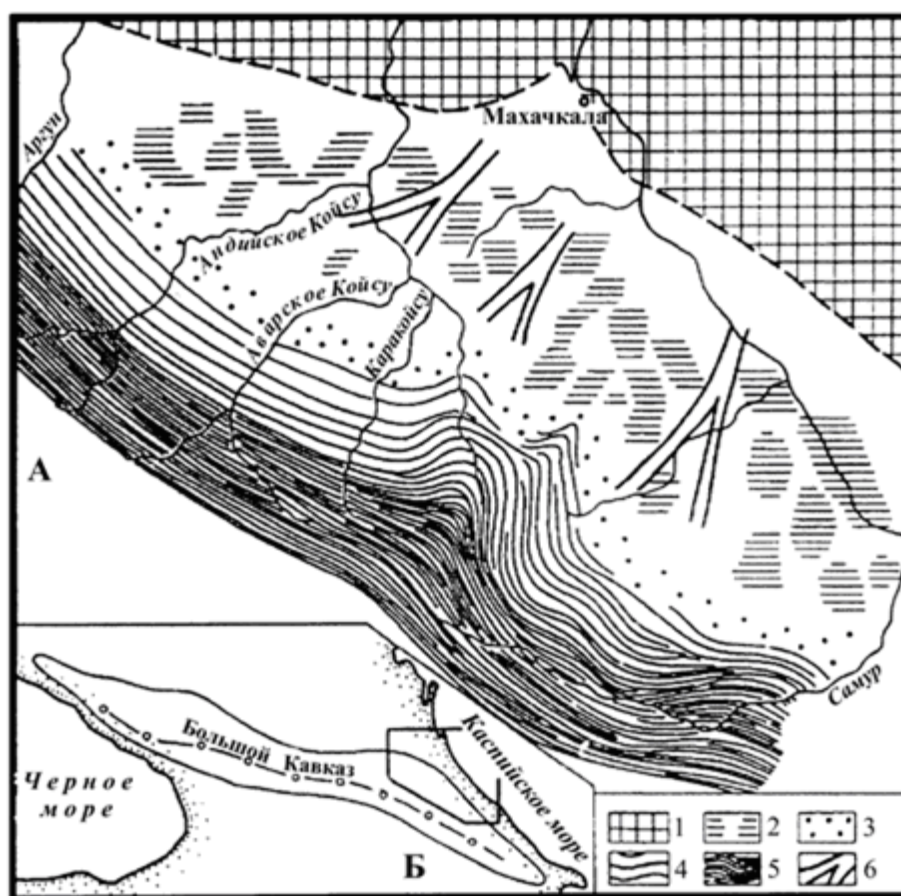
Литолого-фациальные исследования более древних лейасовых отложений до недавнего времени не проводились, что в значительной мере было обусловлено отсутствием их надежной стратиграфической схемы. Вместе с тем, эта часть толщи также формировалась под влиянием дельты палеореки, определявшей характер осадконакопления на всей территории Дагестана и сопредельных областей. Проведение литолого-фациальных исследований стало возможным после разработки в 80-х годах детальной стратиграфической схемы для  $J_{1-2}$  Северо-Восточного Кавказа [Гущин, Панов, 1983, 1992; Панов, Гущин, 1993], используемой нами в настоящей работе.

При осуществлении литолого-фациальных реконструкций [Гаврилов, 1994а], помимо изучения

вертикальных разрезов, требуются наблюдения за поведением тех или иных осадочных единиц на более или менее широкой территории. В этом отношении анализ отдельных частей разреза мог быть проведен с различной степенью достоверности: нижнеюрские отложения вскрываются только в глубоком ущелье р. Аварское Койсу и небольшая их часть – в ущелье р. Андийское Койсу, в то время как верхнеюрские и более молодые отложения прослеживаются на значительной площади.

Основным районом проведения детальных литологических исследований были бассейны р. Аварское Койсу, где развит наиболее полный разрез  $J_{1-2}$  и р. Каракойсу (средний тоар – аален); в других районах изучались разрезы отдельных свит (реки Самур, Рубасчай, Курахчай, хр. Салатау, р. Андийское Койсу и др.).

Изложение результатов наших исследований целесообразно предварить краткой характеристикой дельты для периода ее наибольшего выдвигания в сторону моря в конце позднего тоара – раннем аалене (рис. 1.1) [Фролов, 1965]. Для этого времени отмечено максимальное развитие на территории дельты площадей угленакпления. По оценкам В.Т. Фролова, площадь угленосных отложений составляет не менее 20 000 км<sup>2</sup> (ныне обнажена только треть ее), что сопоставимо с площадью дельты современной Волги. Угленосные отложения накапливались в обстановке надводной дельты и приморской равнины. Причем область дельтового осадконакопления как бы разделялась на две части крупным морским заливом (Хосрекским), на что указывает резкий перегиб фациальных границ в районе бассейна р. Казикумухское Койсу. Важно отметить, что вблизи юго-западной границы области распространения угленосных горизонтов развиты песчаные отложения (песчанистость до 90–95 %), которые относительно узкой полосой (5–20 км) протягиваются с юго-востока на северо-запад через весь Дагестан (см. рис. 1.1). Они слагали прибрежный песчаный барьер. Положение барьера на фациальном профиле и совокупность многочисленных литологических свидетельств позволяют определить условия его формирования как обстановку сильных прибрежных течений, баров, пересыпей, кос, отмелей, пляжей, а также низовий дельтовых протоков [Фролов, 1965]. Осадки накапливались преимущественно в субаквальной обстановке, но в мелководных условиях. К юго-западу эти отложения сменяются уже типичными морскими.



**Рис. 1.1.** Палеогеографическая схема дагестанской дельты позднетоарского – раннеааленского времени (по [Фролов, 1965] с изменениями автора) (А) и местонахождение отложений дельтового комплекса в современной структуре Большого Кавказа (Б)

1 – суша; 2 – дельтовая равнина; 3 – зона песчаного бара; 4 – область подводной части дельты (авандельта); 5 – глубоководная часть бассейна; 6 – предполагаемое положение рукавов дельты

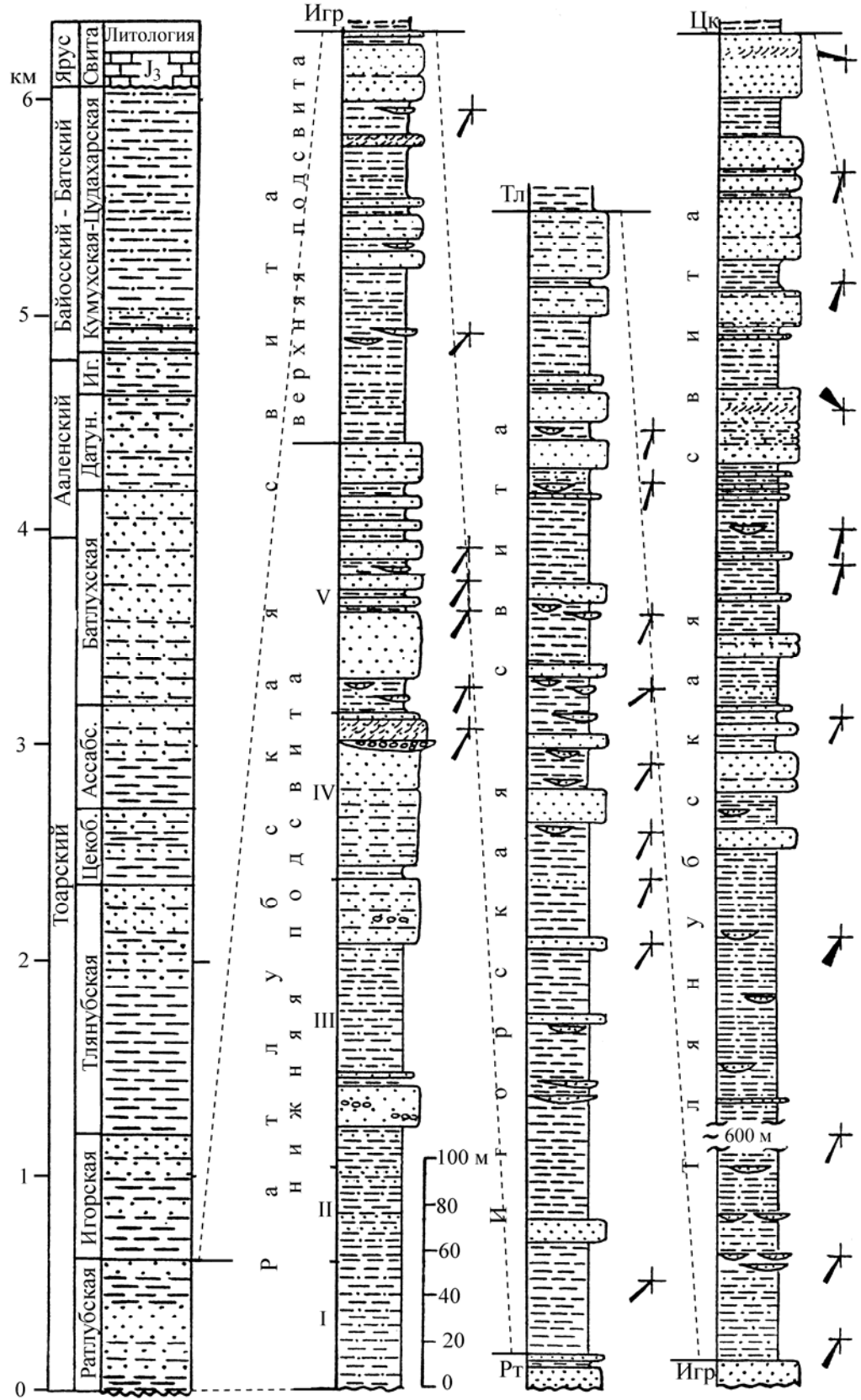
Важно отметить, что осадки прибрежного песчаного барьера образовывались под влиянием, с одной стороны, мощных потоков, обусловленных стоком речных вод, а с другой – волн и вдольбереговых течений. Взаимодействие этих процессов, каждый из которых играл существенную роль в поставке и переработке осадочного материала, обусловило как общую конфигурацию дельты, так и внутреннее строение образованной толщи. В соответствии с классификацией дельт [Галловой, 1979, Эллиот, 1990], основанной на соотношении различных гидродинамических процессов, дагестанскую дельту можно отнести к дельтам областей взаимодействия флювиальных и волновых процессов. Несмотря на то, что со временем характер дельты мог в некоторых отношениях меняться, в общих чертах ее тип, видимо, оставался одинаковым на протяжении большей части лейаса и аалена.

Накопление осадков наземной дельты и ее подводной части (авандельты) происходило на

фоне интенсивного и неравномерного погружения ложа водоема, а также короткопериодных эвстатических колебаний уровня моря. Соотношение этих факторов влияло на положение дельты на площади, обуславливая ее отступление или выдвижение в сторону моря, что определяло характер осадконакопления в регионе.

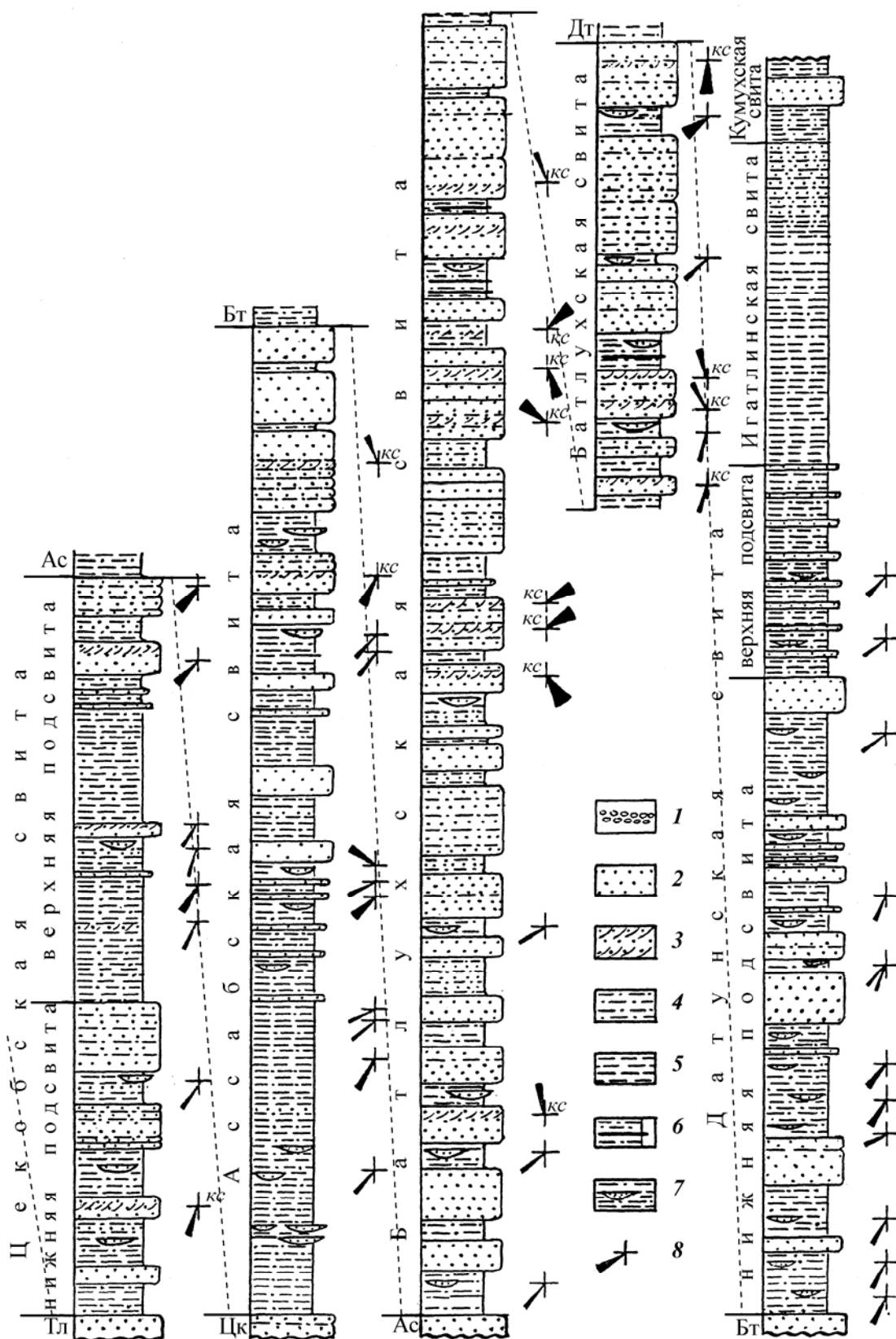
#### Общая характеристика строения тоар-ааленской толщи

Для тоар-ааленской толщи характерна отчетливо выраженная цикличность строения (рис. 1.2) – выделены циклы не менее трех порядков [Гаврилов, 1994а]. Наиболее крупные циклы (1-го порядка), достигающие мощностей в несколько сотен метров (см. рис. 1.2, 1.3, 1.4, 1.5) (а в некоторых случаях превышающие 1 км) и прослеживающиеся на широкой площади, служат естественной основой для расчленения толщи на свиты или подсвиты. Эти циклы построены сходным



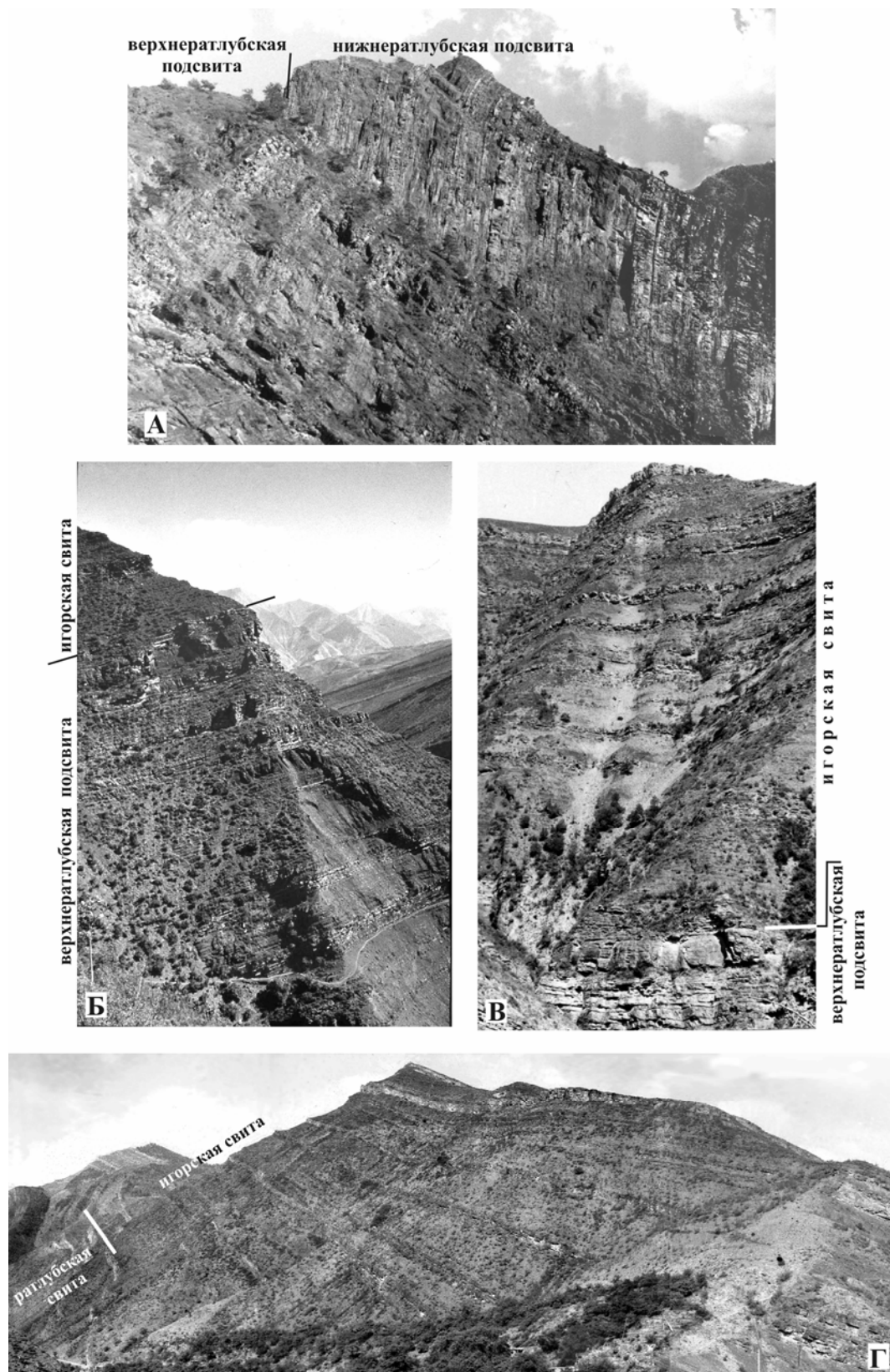
**Рис. 1.2.** Общее строение верхнеюрасовой – среднеюрской толщи Центрального Дагестана (р. Аварское Койсу) и структура тоар-ааленских свит

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – песчаники с однонаправленной косо слоистостью; 4 – преимущественно алевролитовые породы; 5 – преимущественно глинистые породы; 6 – пласты углей и углистых аргиллитов; 7 – желобообразные



песчаные тела, залегающие в глинисто-алевролитовых отложениях; 8 – направления палеопотоков, измеренные по ориентации желобообразных песчаных тел; замеры, полученные по направлению наклона косых слойков в горизонтах с однонаправленной косою слоистостью, обозначены индексом КС. Свиты: Рт – ратлубская, Игр – игорская, Тл – тлянубская, Цк – цекобская, Ас – ассабская, Бт – батлуская, Дт – датунская, Игт – игатлинская, Км – кумухская





**Рис. 1.3.** Осадочные циклы 1-го порядка, выделяемые в тоар-ааленской авандельтовой толще Дагестана (разрезы бассейна р. Аварское Койсу)

Нижние части циклов сложены глинистыми, верхние – песчанистыми отложениями: А – строение нижнератлубской подсвиты (ее средняя и верхняя части); Б – строение верхнератлубской подсвиты; В, Г – строение игорской свиты; Д – верхняя часть верхнератлубской подсвиты, разрез по р. Темирор

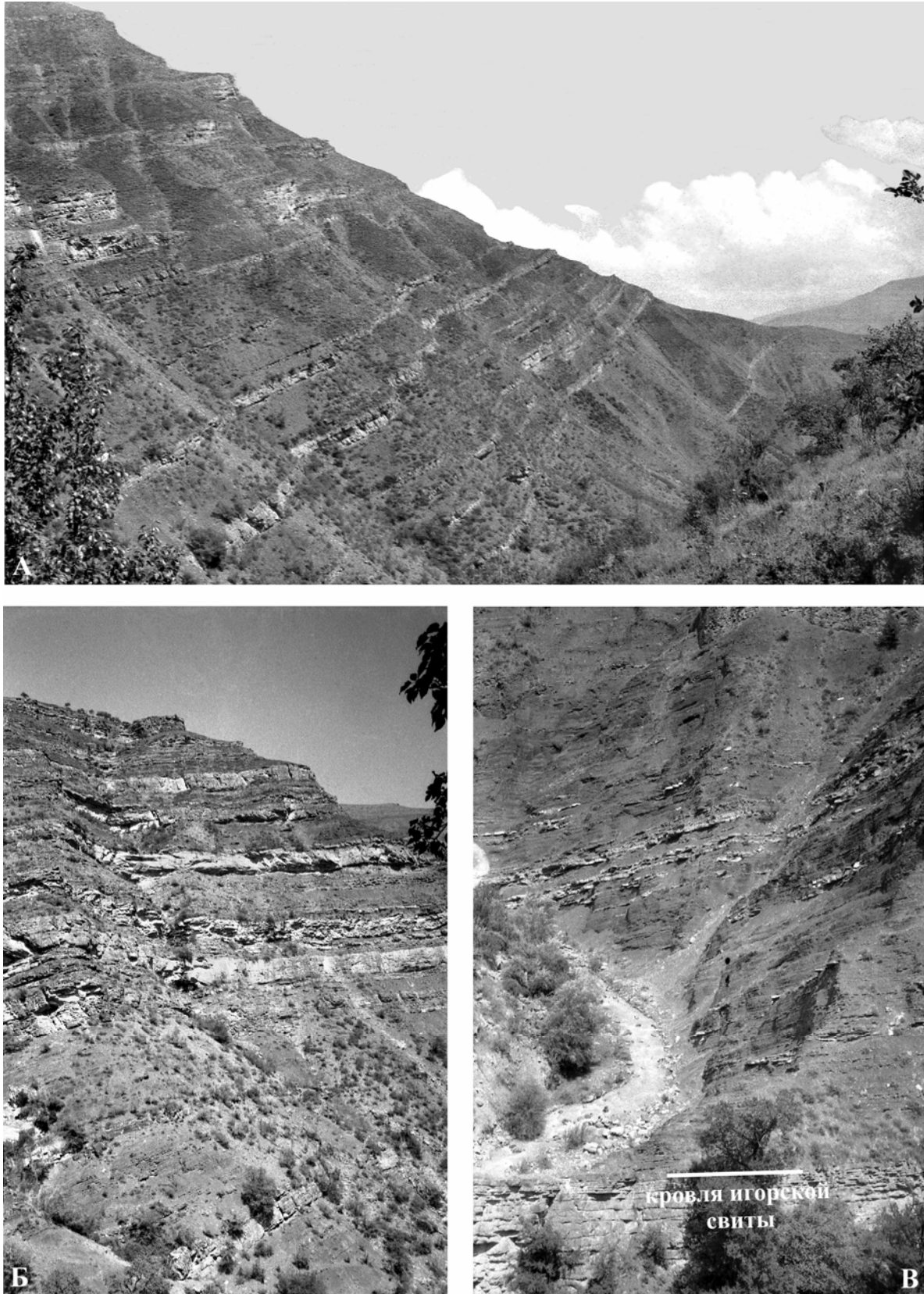


Рис. 1.3. Продолжение

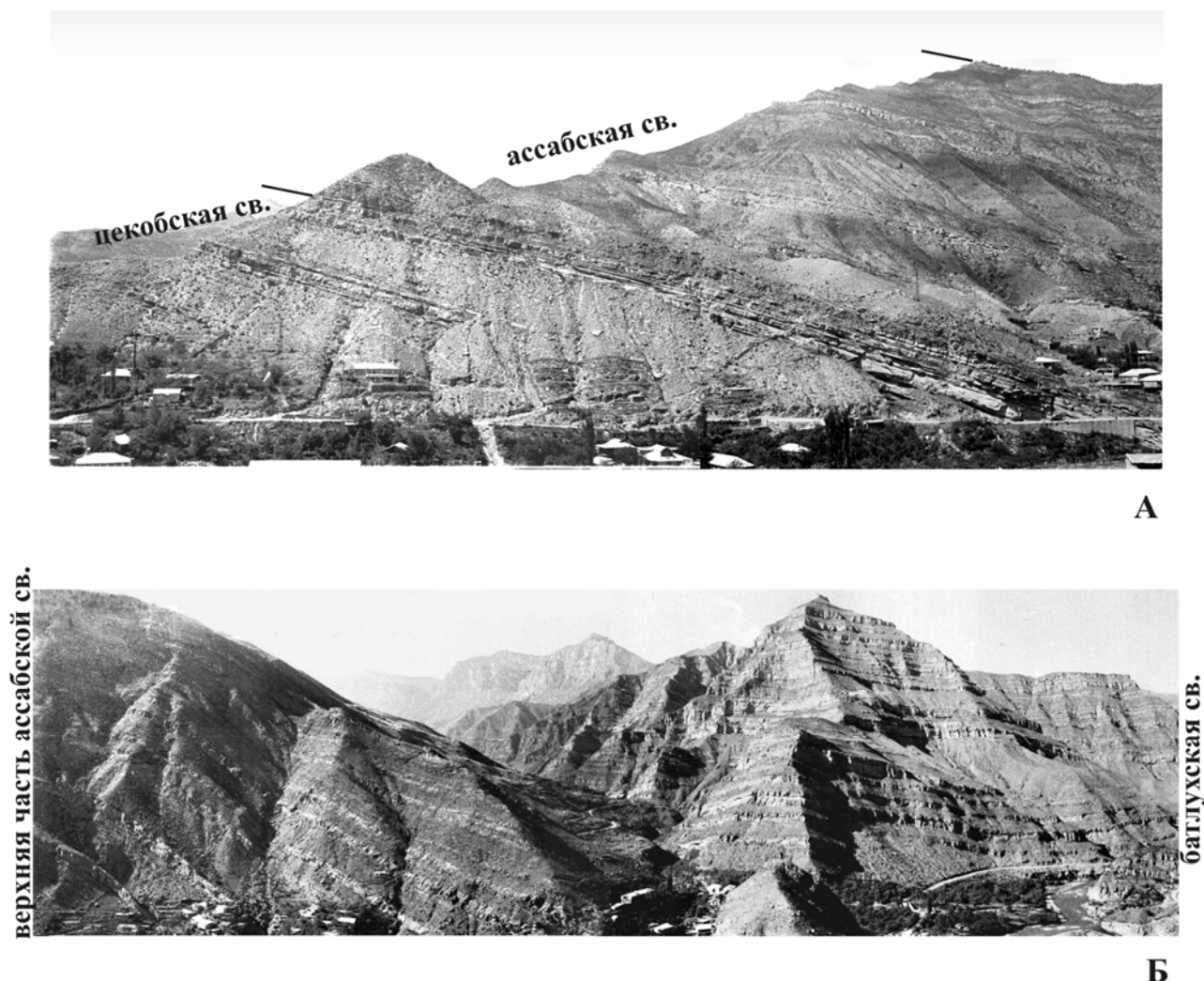
образом: в нижней части в основном преобладают глинистые отложения, которые содержат относительно редкие и маломощные горизонты песчаников; выше по разрезу число песчаных горизонтов увеличивается и возрастает их мощность при одновременном сокращении доли глинистых отложений, т.е. верхние части циклов существенно опесчаниваются. Таким образом, для циклов характерен более или менее отчетливо выраженный «регрессивный» тип строения. Образование циклов 1-го порядка связано с периодическими проявлениями интенсивного прогибания ложа водоема и компенсационным заполнением возникших объемов осадками дельты и преимущественно ее подводной части – авандельты.

Внутри этих циклов обычно достаточно отчетливо выделяются циклы 2-го порядка, мощность которых колеблется от 10 м до нескольких десятков метров. Для них также характерен регрессивный тип строения (рис. 1.6, 1.7). Начинаются циклы преимущественно глинистыми и глинисто-алевритовыми отложениями, которые выше по разрезу сменяются пачками переслаивания глинисто-алевритовых и песчаных пластов и линз, иногда приобретающих флишоидный облик. Как правило, песчаные тела залегают на подстилающих отложениях со следами размыва, т.е. их подошва

обычно имеет отчетливо эрозионный характер. К интервалам переслаивания часто бывают приурочены имеющие желобообразную форму песчаные тела (рис. 1.8; см. приложение, фототаблицы 2 и 3), ось которых ориентирована в юго-западном направлении, т.е. примерно вкrest простирания склона палеоводоема. По строению и характеру залегания песчаниковых пластов и линз можно судить об осадконакоплении в условиях довольно высокой гидродинамической активности и об их образовании в результате неоднократных импульсов поставки песчаного материала, сопровождавшихся, как правило, частичным размывом ранее отложенного осадка. Венчают циклы горизонты песчаников, в которых могут выделяться интервалы как массивных разностей, так и распадающихся на отдельные пласты. Слоистость в них преимущественно горизонтальная или пологая косая, но встречаются также пачки пластов с многоэтажной однонаправленной косой слоистостью (рис. 1.9, Б). Эти песчаники образовывались также в условиях активной гидродинамики [Ботвинкина, 1962; Рейнек, Сингх, 1981]. Соотношение нижней, средней и верхней частей цикла в конкретных случаях могут существенно варьировать; возможно также иногда выпадение из разреза отдельных элементов циклов. Вместе с тем общая их структу-



**Рис. 1.4.** Отложения тлянубской свиты в стратотипическом разрезе левобережья р. Аварское Койсу  
А – верхняя часть свиты; Б – верхи нижней и низы верхней подсвиты; В – нижняя часть нижней подсвиты, внизу – песчаники кровли игорской свиты

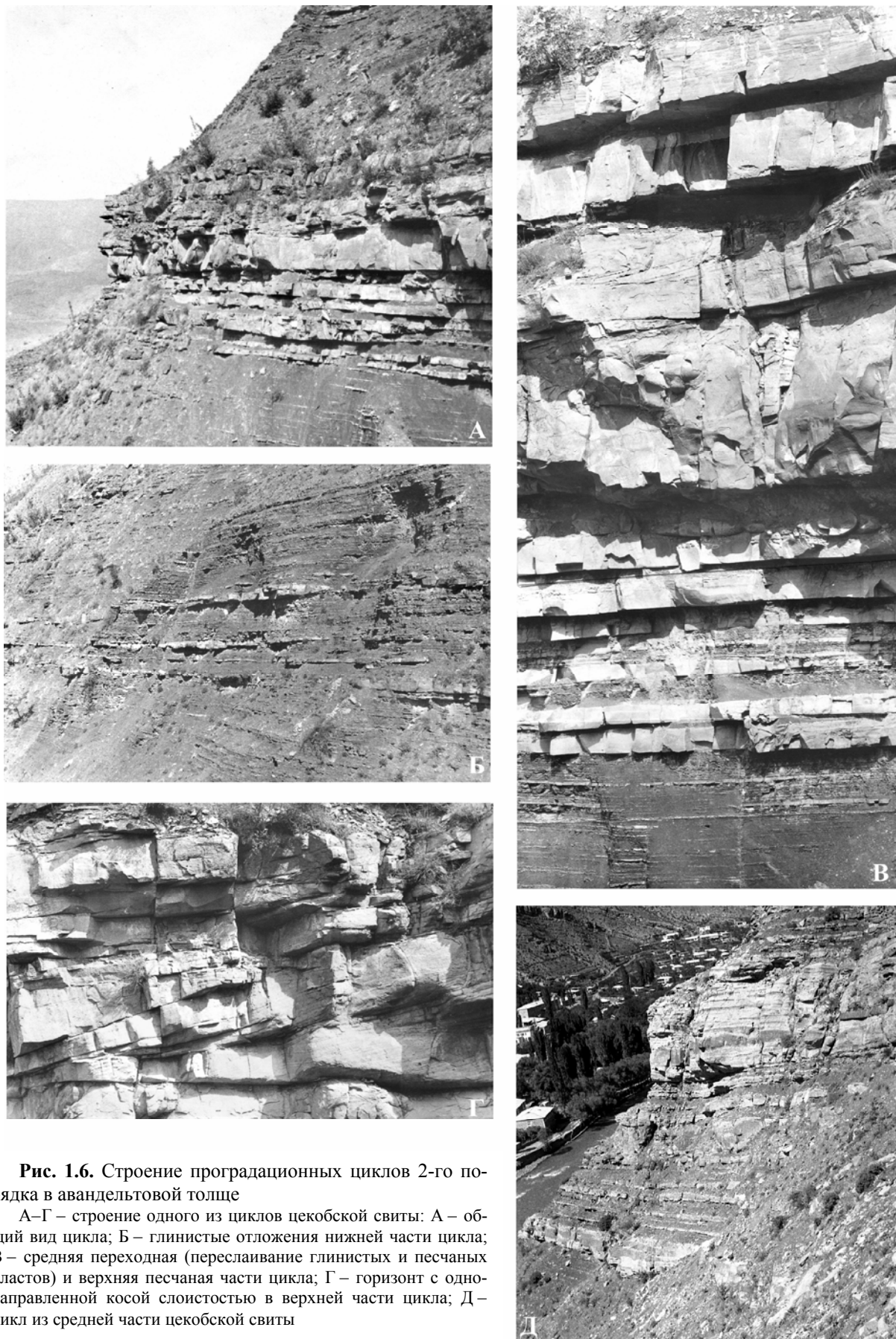


**Рис. 1.5.** Осадочные циклы 1-го порядка, левобережье р. Аварское Койсу  
 А – строение цекобской и ассабской свит, Б – строение верхней части ассабской и батлукской свит

ра устойчиво сохраняется по всему разрезу тоар-ааленской толщи. Образование циклов этого типа связано с выдвиганием в более мористые участки водоема зон песчаного осадконакопления, в частности с проградацией или латеральной миграцией песчаных лопастей.

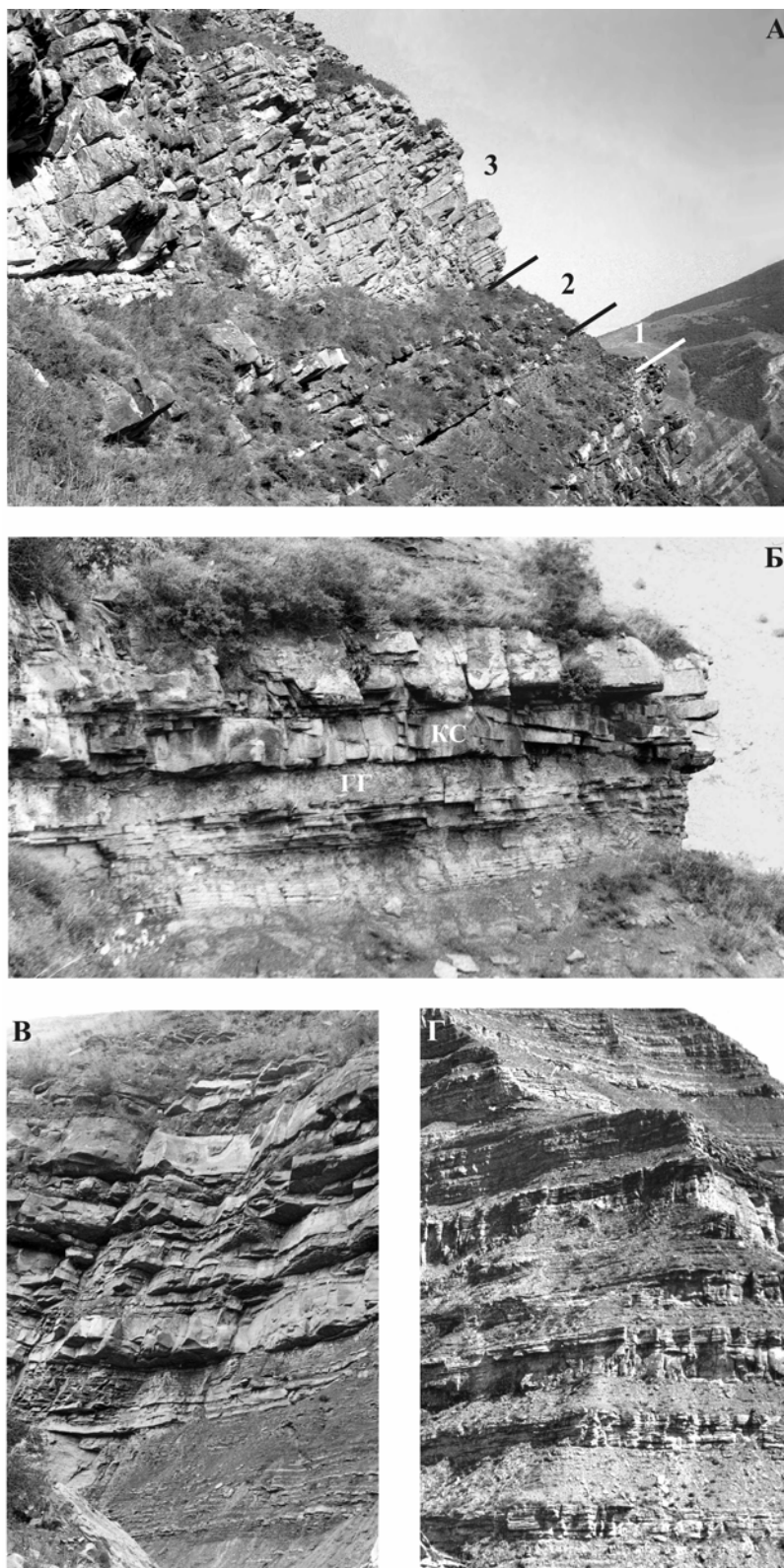
Наконец, наиболее мелким седиментационным проявлением цикличности является тонкое и частое переслаивание алевритовых и глинистых слойков мощностью от долей до нескольких сантиметров (рис. 1.10, А, Б). Внутри этих элементарных циклов часто наблюдается градационная структура – относительно плавный переход от залегающих в основании цикла алевритовых слойков вверх к глинистым; в то же время алевритовые слойки налегают на глинистые предыдущего цикла по резкой, иногда отчетливо эрозионной границе. Соотношение мощностей

глинистых и алевритовых слойков может меняться. Цикличность такого рода характерна для большей части тоар-ааленской толщи Северо-Восточного Кавказа. На ее фоне более мелкие циклиты не выделяются. Вне области развития отложений дагестанской дельты (в более западных частях Северного Кавказа) отложения этого типа либо отсутствуют, либо слагают относительно небольшие интервалы. Учитывая приуроченность подобных циклитов к области аванделты, а также отсутствие более мелкой цикличности, представляется возможным связывать ее образование с периодическими годовыми сезонными (паводковыми) изменениями в составе взвеси, выносимой дагестанской рекой в водоем, т.е. эти отложения можно рассматривать как ритмиты [Ботвинкина, 1962, Жемчужников, 1955]. Они являются как бы фоновыми отложения-

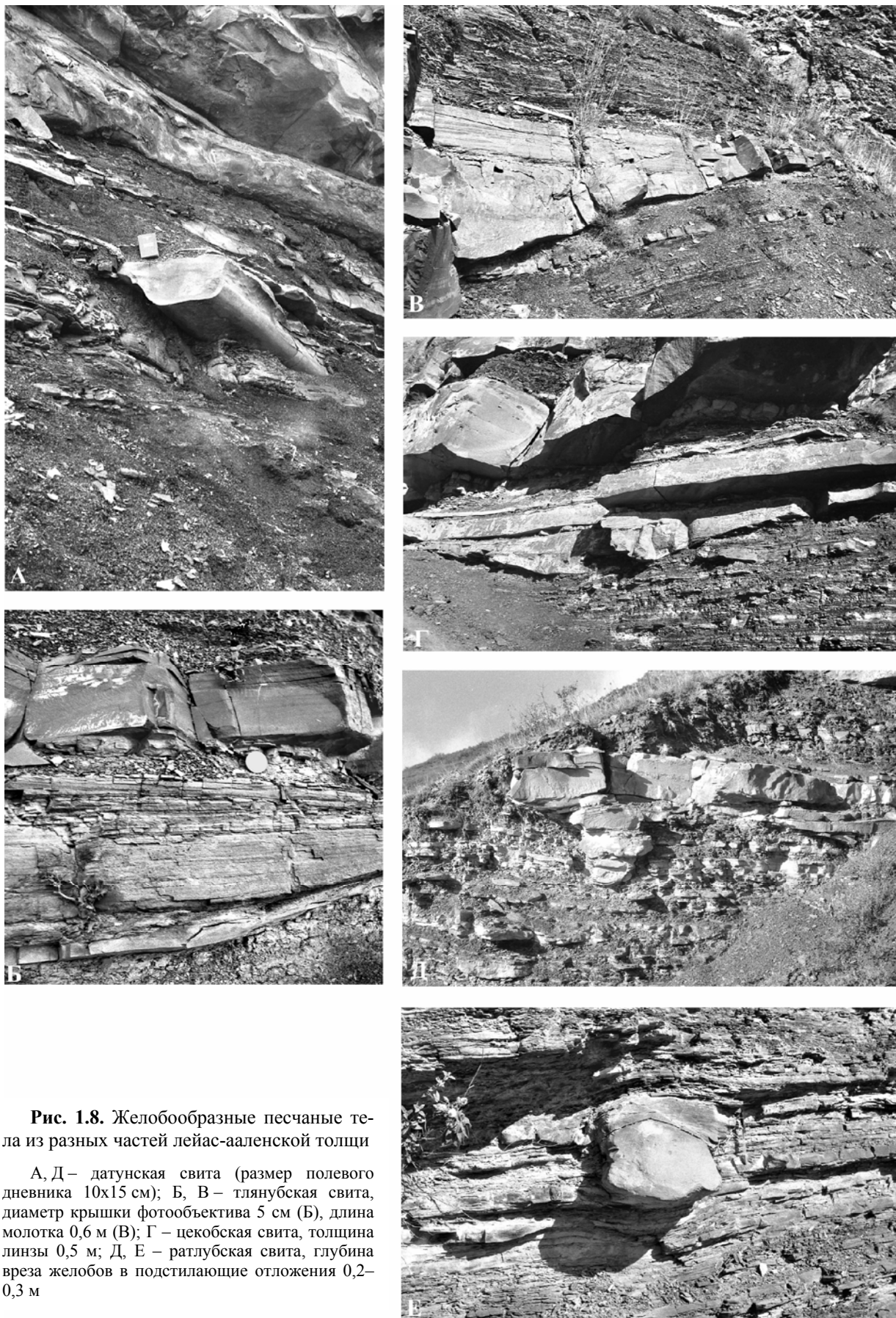


**Рис. 1.6.** Строение проградационных циклов 2-го порядка в авандельтовой толще

А–Г – строение одного из циклов цекобской свиты: А – общий вид цикла; Б – глинистые отложения нижней части цикла; В – средняя переходная (переслаивание глинистых и песчаных пластов) и верхняя песчаная части цикла; Г – горизонт с однонаправленной косою слоистостью в верхней части цикла; Д – цикл из средней части цекобской свиты

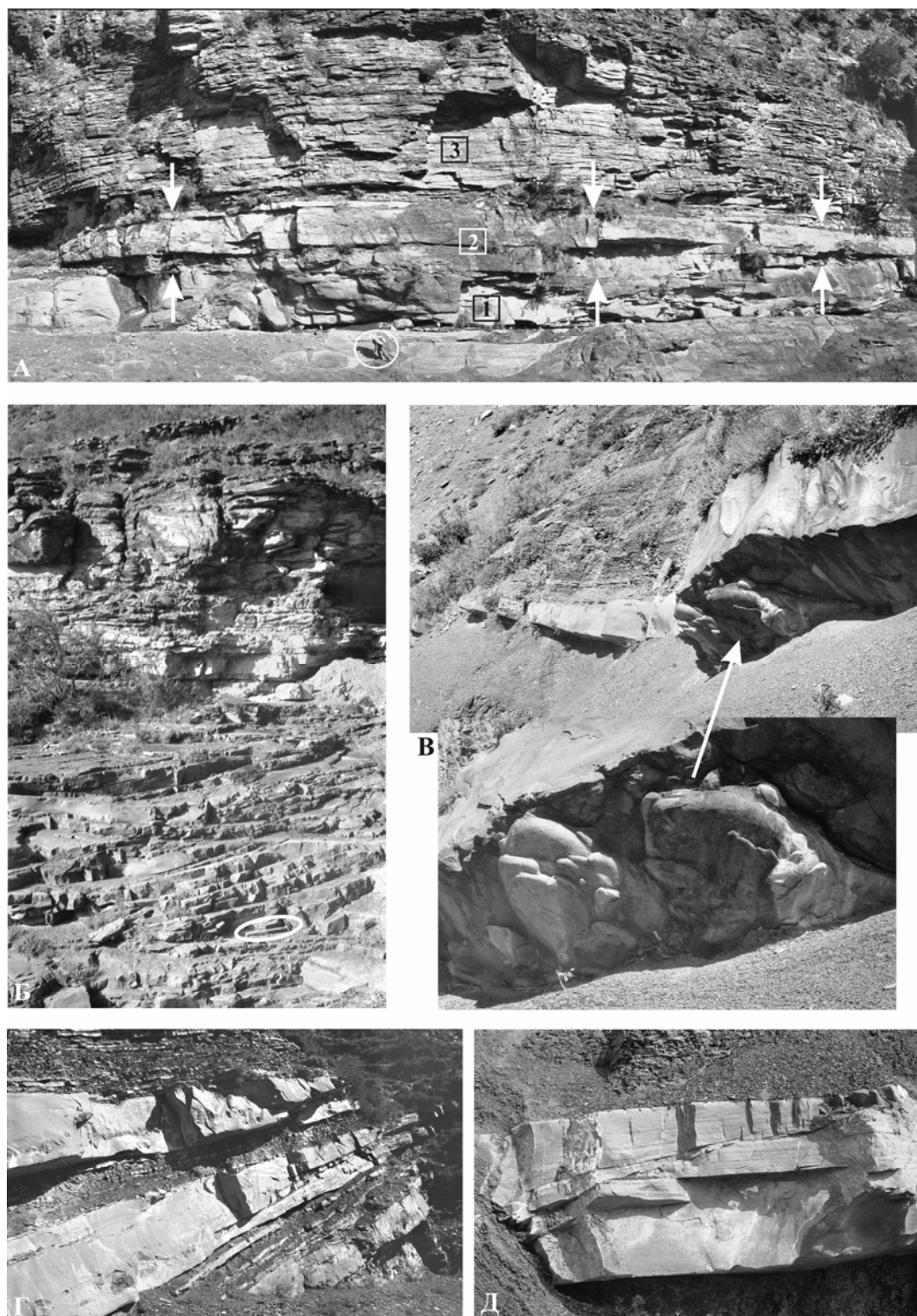


**Рис. 1.7.** Циклы 2-го порядка из разных свит авандельтового комплекса  
А – цикл из верхней части игорской свиты, 1–3 – части цикла: 1 – нижняя глинистая, налегающая на песчаники в кровле предыдущего цикла; 2 – средняя, переслаивание песчаных и глинисто-алевритовых пластов и линз; 3 – песчаники в кровле цикла, мощность цикла ~20 м (рисками отмечены границы между частями циклов); Б и В – циклы кекобской свиты в разрезах р. Глянутляр (Б) и р. Аварское Койсу (В), ГГ – горизонт гомогенизации, КС – пласт с однонаправленной косою слоистостью; Г – циклы нижнебатлукской подсвиты, мощность циклов 15–20 м



**Рис. 1.8.** Желобообразные песчаные тела из разных частей лейяс-ааленской толщи

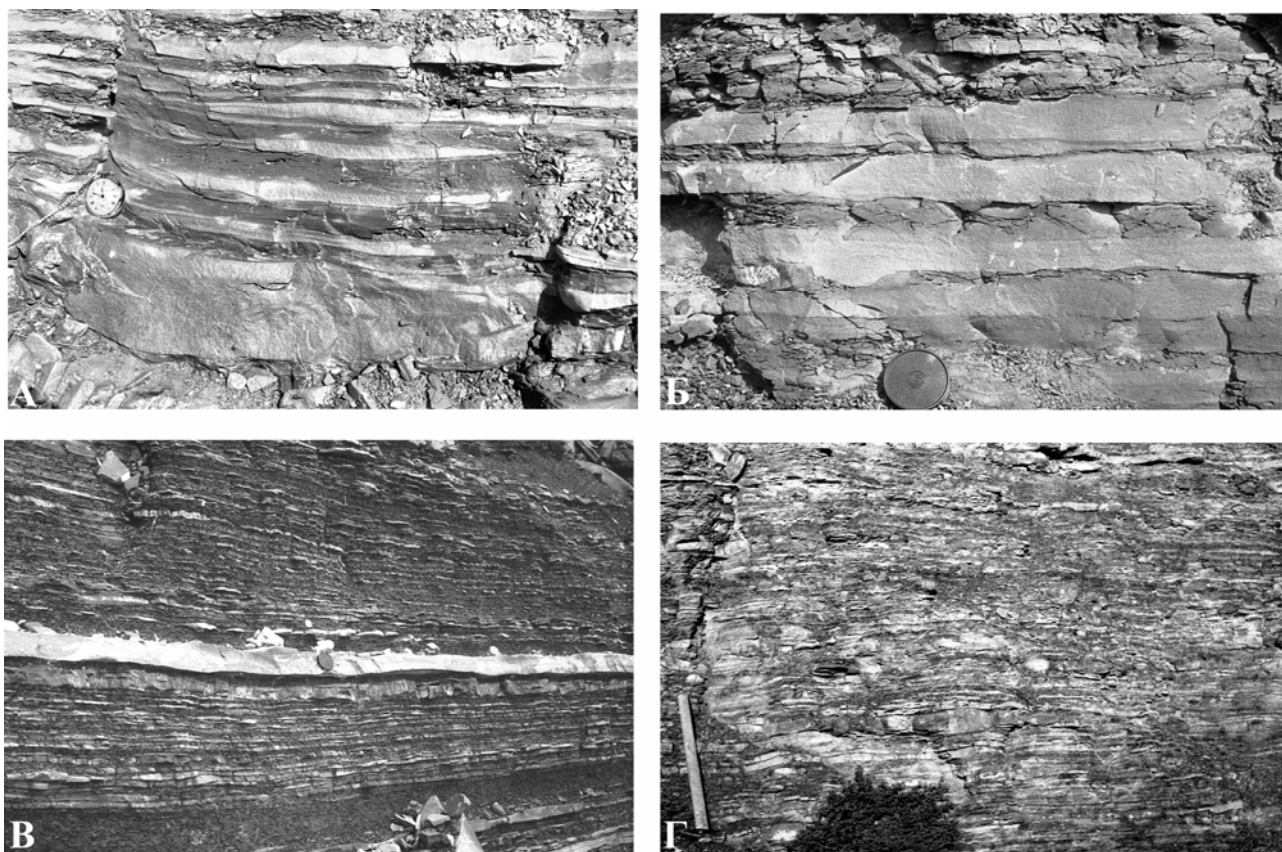
А, Д – датунская свита (размер полевого дневника 10x15 см); Б, В – тлянубская свита, диаметр крышки фотообъектива 5 см (Б), длина молотка 0,6 м (В); Г – цекобская свита, толщина линзы 0,5 м; Д, Е – ратлубская свита, глубина вреза желобов в подстилающие отложения 0,2–0,3 м



**Рис. 1.9.** Строение фрагментов авандельтовой толщи

А – гравелитово-конгломератовая линза, отмеченная стрелками (2), налегающая на полого- и горизонтальнослоистые песчаники (1) и перекрываемая пачкой крупнозернистых песчаников с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью (3), в кружке – фигура человека; Б – песчаники с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью перекрываются пачкой горизонтально- и пологослоистых песчаников; длина молотка (внутри эллипса) 0,6 м; В – пласт песчаника с изменяющейся по простиранию мощностью, образованный зерновым потоком; на подошве – текстуры внедрения в подстилающие глинистые осадки (отмечены стрелкой); под пластом отложения гомогенизированы, над ним – с отчетливой осадочной слоистой структурой; Г, Д – пласты песчаников, образованные в результате нескольких импульсов поставки песчаного материала, со следами размыва ранее накопленных осадков





**Рис. 1.10.** Строение глинисто-алевритовых отложений с различными соотношениями песчаного и глинистого материала из разных частей лейас-ааленской толщи

А, Б – ратлубская свита; В, Г – датунская свита; на Б и В диаметр крышки фотообъектива – 5 см

ми, на которые накладываются слои, образующиеся в результате привноса со стороны наземной дельты сравнительно активными потоками более грубого терригенного материала (рис. 1.10, В). В пачках флишоидного облика ритмиты образуют глинистые слои, чередующиеся с прослоями мелкозернистых песчаников. В относительно мелководных участках авандельты, приближенных к наземной части дельты, алевритовый материал часто преобладал, а в результате переработки волнением и вдольбереговыми течениями алевритовые слойки приобретали линзовидный облик (см. рис. 1.10, Г).

#### **Литолого-фациальная характеристика отложений и условия их образования**

Наиболее древним членом тоарского разреза является *ратлубская свита*, возраст которой по редким находкам аммонитов определяется как нижнетоарский и примерно соответствует зоне *H. falcifer* [Панов, Гушин, 1993]. Контакт свиты с более древними отложениями тектонический, достоверных стратиграфических контактов пока

не установлено. Свита состоит из двух циклов первого порядка (соответствуют двум подсвитам), мощностью в стратотипическом разрезе 380–400 и 190–200 м. Особого внимания заслуживает нижнератлубская подсвита, так как для нее характерен наиболее полный набор отложений, образовывавшихся в разнообразных обстановках осадконакопления [Гаврилов, 1994]. В разрезе подсвиты можно выделить несколько частей (снизу вверх), существенно отличающихся друг от друга по строению (см. рис. 1.2; 1.3; см. приложение, фототаблица 4, В).

1. В основании разреза залегает толща (видимая мощность ~60 м), представленная переслаиванием глинисто-алевритовых и песчаных слоев. Для песчаников характерна пологая косяя слоистость, на кровле пластов нередки следы ряби, встречаются включения мелкой гальки кварца и продуктов размыва местных осадочных пород, отпечатки листьев и стеблей наземных растений; мощность песчаных пластов (от нескольких сантиметров до 0,5 м) по простиранию может изменяться. В этой толще широко распространены следы активной биотурбации осадков.

2. Толща (мощность 35–40 м) состоит из двух неполных циклов 2-го порядка, в которых отсутствуют верхние песчаные горизонты: в основании циклов аргиллиты с тонкими (несколько миллиметров) линзочками алевритового материала сменяют подстилающие отложения по резкой границе; выше они переходят в переслаивание аргиллитов и алевритов (по несколько сантиметров), и венчается цикл пачкой переслаивания пластов аргиллитов и мелкозернистых песчаников (до 0,3 м). Эти отложения в свою очередь по резкой границе перекрываются основанием следующего цикла, построенного аналогично. Слоистость в песчаниках в основном горизонтальная, на кровле пластов иногда встречаются следы ряби, отмечены ходы илоедов.

3. Отложения этого интервала образуют два полных цикла 2-го порядка: в основании – пачки глинисто-алеувитового переслаивания, в средней части – линзовидные прослои и пласты песчаников часто с эрозионной подошвой, которые венчаются мощными (25–30 м) горизонтами песчаников, мелко- и среднезернистых, обычно хорошо отсортированных; слоистость пологая косая или горизонтальная. Выделяются интервалы как массивных песчаников, так и распадающиеся на пласты (до 1–1,5 м), которые иногда разделяются прослойками глинисто-алеувитового материала. В песчаниках часто встречаются линзовидные прослои (до 10–20 см) мелкогалечниковых конгломератов, залегающих на разных уровнях, а также включения гальки в песчаниках вне этих линз. Галька в основном представлена кварцем, кварцитами, эффузивными породами, реже кристаллическими сланцами. Аналогичные песчаники характерны и для остальной части свиты.

4. В верхней, преимущественно песчаной части подсвиты особое место занимает крупный цикл, по строению отличающийся от остальных. Начинается он пачкой (11 м) глинисто-алеувитового переслаивания, которая в верхней части сменяется чередованием глинисто-алеувитовых и песчаных пластов. Выше залегает пачка (~35 м) преимущественно песчаных отложений, содержащая на нескольких уровнях прослои глинисто-алеувитовых пород; перекрывается она песчаниками хорошо отсортированными, без глинистых прослоев (~15 м) (рис. 1.3, А; 1.9, А-1). На эти песчаники по резкой эрозионной границе налегает крупная линза мощностью до 5 м, прослеживающаяся по простиранию не менее чем на 100 м (см. рис. 1.9, А-2), и сложенная гравелитами, мелкогалечниковыми конгломератами и грубозернистыми песчаниками. Внутри линзы выделяются несколько уровней с однонаправленной косой слоистостью, с наклоном слойков в юго-

западном направлении. Над этой линзой – пачка крупнозернистых песчаников (10 м), для которых характерна многоэтажная однонаправленная косая слоистость (см. рис. 1.9, А-3, Б); направление наклона косых слойков  $230^\circ$  Ю-З; мощность отдельных пластов с однонаправленной косой слоистостью достигает 1,2 м, но в верхней части интервала она сокращается до первых дециметров. Завершается этот цикл пачкой (~4 м) горизонтально-слоистых песчаников, налегающих на подстилающие отложения по отчетливой эрозионной границе. В свою очередь они сменяются глинисто-алеувитовыми отложениями основания следующего цикла.

5. В верхней части нижнератлубской подсвиты (100–110 м) выделяются около семи циклов, в которых мощность песчаных горизонтов варьирует от 5 до 30 м и в целом уменьшается вверх по разрезу; в этом же направлении усиливается их расщепление на отдельные пласты, разделяемые глинистыми прослойками. Для песчаников характерна горизонтальная или пологая косая слоистость, в гранулометрическом отношении они мелко- или среднезернистые. Кровля нижнератлубской подсвиты резкая: на песчаники верхнего горизонта налегают глинисто-алеувитовые отложения основания верхнератлубской подсвиты со следами интенсивной биотурбации осадков.

Верхнератлубская подсвита по строению в целом аналогична нижней части нижнератлубской подсвиты и соответствует пачкам 1–3 (см. рис. 1.3, Б).

В более южных разрезах ратлубской свиты, отложения которых образовались в более мористых частях бассейна, структура свиты сохраняется, возрастает мощность глинистых интервалов, разделяющих песчаные горизонты; последние становятся менее монолитными, часто распадаются на отдельные пласты, разделяемые глинисто-алеувитовыми прослоями; в песчаниках сокращается число линзовидных прослоев конгломератов; отсутствуют горизонты с однонаправленной косой слоистостью.

Строение свиты, вещественный состав отложений, их структурно-текстурные особенности свидетельствуют о ее образовании в результате постепенного выдвигания в сторону моря дельты древней дагестанской реки. Нижние горизонты нижнератлубской свиты (пачка 1) накапливались в обстановке сравнительно неглубокого водоема, очевидно, в его шельфовой части [Рейнек, Сингх, 1981]. Первые свидетельства начала выдвигания дельты связаны с образованием нижних редуцированных циклов без песчаных горизонтов в их верхней части (пачка 2). Появление в разрезе первого цикла с мощным песча-

никовым горизонтом указывает на существенное продвижение в сторону моря песчаной лопасти или даже всего фронта дельты. После этого мощного импульса поставки песчаного материала в водоем накопление песчаных отложений резко сократилось и в течение некоторого времени происходило образование преимущественно глинисто-алевритовых осадков, при подчиненном количестве песчаных. Изменение условий осадконакопления могло быть связано либо с временным отступлением зоны дельтовой песчаной седиментации, либо (если выдвигание дельты происходило отдельными лопастями) со смещением области накопления песчаного материала в смежные районы вследствие латерального перемещения песчаной лопасти. В дальнейшем, когда фронт дельты заметно выдвинулся вперед, начался этап преимущественного песчаного осадконакопления (пачки 4 и 5). Песчаный материал, поставлявшийся в водоем, перерабатывался волнением и вдольбереговыми течениями, что обусловило его в основном хорошую сортировку, характер слоистости (горизонтальная или пологая косая), наличие знаков ряби, линзовидные прослои конгломератов и др.

Этапом максимального выдвигания дельты был период образования гравелит-галечной линзы и пачки крупнозернистых песчаников с многоэтажной однонаправленной косой слоистостью (пачка 4). Отсутствие достоверных следов субаэрального осадконакопления позволяет связывать формирование этих отложений с существованием подводной промоины, образованной одной из протоков наземной дельты и распространявшейся в область авандельты. Возможно, эта промоина располагалась сравнительно близко (несколько километров) от района исследований. Накопившиеся в это время отложения в гранулометрическом отношении наиболее грубозернистые из всего разреза ратлубской свиты. Движение потоков, приносивших грубый терригенный материал, происходило в юго-западном направлении ( $\sim 230^\circ$ ), о чем свидетельствует наклон косых слойков. После окончания действия потока верхняя часть образованных им отложений была размита волнением и течениями, восстановился прежний режим осадконакопления, в результате чего мелко- и среднезернистые пологокосослоистые пески по эрозионной границе перекрыли отложения с однонаправленной косой слоистостью. Такой режим седиментации в целом сохранялся до конца раннератлубского времени: происходила активная переработка осадочного материала в песчаных горизонтах морскими вдольбереговыми течениями и волнением;

существенных же накоплений осадков, связанных с деятельностью крупной потоковой системы со стороны берега, не происходило. Наиболее вероятной причиной установления такого характера осадконакопления, очевидно, было некоторое отступление дельты к северо-востоку; вместе с тем нельзя исключить вероятность латеральной миграции передовых частей речной системы в смежные области водоема.

Обращает на себя внимание следующая тенденция: если в более или менее мощных песчаных горизонтах отсутствуют прямые свидетельства однонаправленных потоков со стороны суши, то в глинисто-алевритовых пачках по эрозионной подошве песчаных линзовидных прослоев и желобообразных песчаных тел можно судить о существовании потоков, направленных к юго-западу (см. рис. 1.2). Это связано с тем, что накопление глинистых и песчаных пачек происходило в существенно различных гидродинамических условиях: сравнительно спокойных во время образования нижних частей ритмов (глинистые пачки) и гораздо более активных (волнение, течения) во время накопления песчаных горизонтов, когда неоднократное переотложение осадочного материала приводило к уничтожению следов поступления материала потоками со стороны наземной части дельты.

По мере выдвигания дельты, очевидно, происходили изменения в гидрохимическом составе вод водоема – наибольшее опреснение следует связывать со временем образования песчаников с многоэтажной однонаправленной косой слоистостью и ассоциирующихся с ними осадков. Эти изменения оказывали влияние на аутигенное минералообразование: с отложениями, накопившимися в условиях относительного опреснения, совпадает максимальная сидеритизация отложений, в то время как в породах нижней и самой верхней части нижнератлубской толщи отмечаются довольно многочисленные мелкие пиритовые стяжения.

Переход от ниже- к верхнератлубским отложениям ознаменовался резкой сменой условий седиментации – от преимущественно песчаного осадконакопления к глинисто-алевритовому, что сопровождалось падением скоростей накопления отложений, развитию интенсивных процессов биотурбации осадков. Такая резкая смена могла произойти вследствие кратковременной, но быстрой трансгрессии, существенно повлиявшей на положение и режим деятельности дельты, которая переместилась, очевидно, к северо-востоку. В дальнейшем (по мере прекращения трансгрессии) возобновившийся вынос рекой большого количества песчаного материала привел к наращиванию

дельты и постепенному ее выдвиганию в водоем. Причем в позднератлубское время направленность изменения характера осадконакопления в целом повторяет изменения, установленные для первой половины раннератлубского времени: от преимущественно глинистых циклов с незначительным обогащением в их кровле песчаным материалом (аналог пачки 2) к циклам с мощными песчаными горизонтами (аналог пачки 3). Однако здесь отсутствуют песчаники с многоэтажной косою слоистостью, хотя отмечены отдельные пласты с однонаправленной слоистостью. Таким образом, в позднератлубский этап осадконакопления, так же как и в предыдущий, образование отложений происходило в условиях выдвигания дельты в более мористые участки водоема. Однако на этот раз дельта не продвинулась так же далеко в море, как на предыдущем этапе.

Сходство строения ниже- и верхнератлубской толщ свидетельствует о близких условиях их образования. Но если верхнератлубскую подсвиту мы можем наблюдать в полном объеме, то у нижнератлубской видимый контакт с нижележащей толщей отсутствует. Тем не менее по аналогии с верхнератлубской подсвитой можно достаточно обоснованно предполагать, что начало накопления нижнератлубских осадков происходило также на фоне трансгрессии, которая в дальнейшем прекратилась и сменилась обратным процессом – выдвиганием дельты в водоем и образованием песчаниковой части разреза. Как будет показано в дальнейшем, большинство свит лейас-ааленского разреза построено сходным образом, поэтому для них, очевидно, также справедлива подобная трансгрессивно-регрессивная схема формирования.

**Игорская свита**, возраст которой определяется как зона *H. bifrons* нижнего тоара [Панов, Гуштин, 1993], в стратотипическом разрезе в долине р. Аварское Койсу достигает мощности 550 м. По строению и объему свита соответствует циклу 1-го порядка (см. рис. 1.2, рис. 1.3, В, Г) [Гаврилов, 1994]. Глинистые отложения основания свиты по резкой границе налегают на верхнератлубские песчаники. Нижняя часть свиты (250 м) более глинистая по сравнению с верхней. В 50 м от подошвы свиты залегает единственный относительно мощный (11 м) для этой части разреза горизонт песчаников, мощность остальных горизонтов не превышает первых метров. В верхней части свиты мощность песчаных горизонтов увеличивается, а разделяющих их глинистых интервалов — сокращается, что наиболее рельефно выражено в верхней 150-метровой толще. Для песчаников характерна горизонтальная или по-

логая косяя слоистость; пласты с однонаправленной косою слоистостью нами не отмечены. Практически все песчаные горизонты венчают циклично построенные интервалы слоев, характерные для разрезов проградирующих песчаных лопастей (см. рис. 1.7, А). Тонкозернистые отложения представлены ритмитами – переслаиванием глинистых и алевроитовых слойков, но по сравнению с ратлубской свитой здесь возрастает доля глинистой составляющей.

Образование игорской свиты, как и в предыдущем случае, началось с трансгрессивного импульса, связанного, прежде всего, с прогибанием дна водоема. Несмотря на то, что в результате трансгрессии произошло явное перемещение дельты, видимо, к северо-востоку, ее влияние на осадконакопление продолжало отчетливо проявляться: на протяжении всего времени формирования свиты периодически (не менее 10–12 раз) происходило выдвигание в водоем песчаных лопастей. Однако в результате высокой гидродинамической активности происходила переработка и перераспределение выносимого песчаного материала, что привело к уничтожению в песчаных горизонтах пластов с однонаправленной косою слоистостью. Увеличение мощности песчаных горизонтов и общее возрастание песчаности отложений свидетельствуют о постепенном выдвигании дельты в сторону моря. Но если в ниже- и верхнератлубской подсвитах различия между глинистыми отложениями основания циклов и песчаниками их верхних частей выражены контрастно, то в игорской свите подобные различия проявлены менее рельефно, что, видимо, обусловлено менее значительным выдвиганием дельты в это время по сравнению с предыдущим этапом.

Сопоставление в разных разрезах свиты синхронно образовавшихся горизонтов позволяет установить изменения, которые они претерпевали в направлении от берега в более мористые части водоема. Так, некоторые песчаные горизонты относительно небольшой мощности (несколько метров) уже на удалении в 3–4 км замещались глинистыми отложениями, содержащими линзовидные или желобообразные песчаные тела. Подобные изменения происходят по мере перехода от области, приближенной к источникам поставки песчаного материала и активной его переработки волнениями и течениями (зона образования непрерывных песчаных покровов), к зоне преимущественно глинисто-алевроитового осадконакопления. В этой зоне потоки, приносившие песчаный материал, распадались на отдельные струи, вырабатывавшие в глинистых

илах желоба, по которым они стекали, унося осадочный материал еще дальше вниз по склону. Ориентировка подобных желобообразных песчаных тел, часто встречающихся в разрезе свиты, указывает на юго-западное направление потоков (см. рис. 1.2;), т.е. такое же, какое было установлено для ратлубской свиты.

Интенсивное прогибание дна водоема увеличивало его уклон к юго-западу, что в совокупности с высокими темпами накопления осадков [Гаврилов и др., 1989] и периодическими землетрясениями, сопровождавшими прогибание, обуславливало неустойчивое положение осадочных масс на поверхности конуса выноса. Это приводило к развитию процесса гравитационного перемещения вниз по склону крупных песчаных пластин, под которыми возникали горизонты срыва и гомогенизации отложений [Гаврилов, 1990]; причем сами пластины в основном сохраняли свою первоначальную осадочную структуру. В других случаях те же обстоятельства могли приводить к срыву вниз по склону несцементированных песчаных масс, что обуславливало возникновение зерновых потоков. Перенос ими песчаного материала и его переотложение на более низких участках склона приводили к образованию пластов неслоистых песчаников с меняющейся по простиранию мощностью, со знаками внедрения песчаного материала в подстилающие глинисто-алевритовые осадки (см. рис. 1.9, В). Такого рода песчаные накопления образовывались практически мгновенно и ложились на обводненный нелитифицированный глинистый осадок, что в свою очередь могло вызвать их неустойчивость на поверхности конуса выноса. Иногда образовавшийся таким путем песчаный слой перемещался на некоторое расстояние вниз по склону, а осадки под ним перемешивались, гомогенизировались (см. рис. 1.9, В). Следует отметить, что когда пласты песчаников (до ~1,5 м) формировались вследствие привноса песчаного материала более или менее постоянными и относительно долговременными потоками, которые активно эродировали верхнюю наиболее обводненную часть осадка и песчаный материал ложился на отчасти уже уплотнившиеся отложения, положение песчаного пласта в дальнейшем было более устойчивым и его перемещения по склону, как правило, не происходило.

Сравнение условий образования отложений ратлубской и игорской свит показывает, что в ряду нижнератлубская → верхнератлубская подсвиты → игорская свита каждая последующая толща накапливалась в обстановке все более удаленной от наземной части дельты [Гаврилов, 1994].

**Тлянубская свита** по фауне аммонитов датируется как верхи зоны *H. bifrons* нижнего тоара и зоны *H. variabilis* и *Gr. thouarsense* верхнего тоара [Панов, Гушин, 1993]. Отложения свиты по резкой границе налегают на песчаники в кровле игорской свиты. Мощность стратотипического разреза на левобережье р. Аварское Койсу достигает 1150 м. В разрезе J<sub>1-2</sub> отложения тлянубской свиты представляют собой наиболее отчетливо выраженный цикл 1-го порядка (см. рис. 1.4; см. приложение, фототаблица 4, Б), который распадается на две существенно различающиеся по строению части [Гаврилов, 1994]. Нижняя часть (мощностью ~750 м) сложена преимущественно глинистыми породами. Основным (фоновым) типом отложений, как и в более древних свитах, является ритмичное переслаивание алевритовых и глинистых слойков (обычно от 15 до 25 таких мелких ритмов на 1 м мощности отложений). В толще залегают только четыре маломощных (не более 3 м), но относительно выдержанных по простиранию песчаниковых горизонтов. Наиболее характерными для разреза толщи являются песчаные желобообразные тела с эрозионной подошвой, врезающиеся в подстилающие отложения (см. рис. 1.8, В; 1.9, Д); они сохраняют прежнюю пространственную ориентацию в юго-западном направлении. Эти желобообразные тела обычно приурочены к некоторым уровням и образуют своего рода цепочки; расстояние между ними в пределах слоя может измеряться от первых до десятков метров. В тех случаях, когда несколько слоев с линзами расположены близко друг к другу (первые метры и менее), можно проследить достаточно отчетливую тенденцию: линзы из разных слоев группируются таким образом, что одна залегает над другой (см. приложение, фототаблица 2); иногда отмечается некоторое смещение вышележащих линз в западном направлении. Форма песчаных тел этого типа разнообразна – от уплощенных линз, длина которых в десятки раз превышает их высоту, до более или менее изометричных в поперечном сечении; желобообразные тела с резким и глубоким врезом в подстилающие породы часто асимметричны. В пределах одного слоя залегают преимущественно близкие по форме образования. Глубина эрозионного врезания песчаных желобов в значительной степени зависела от литологического состава подстилающих отложений, в частности от наличия в них песчаных и конкреционных прослоев, которые могли препятствовать углублению промоины. Слоистость в желобообразных песчаниках разнообразна: горизонтальное или пологонаклонное положение слойков, согласное с линией подошвы

(см. рис. 1.8, Б), косое (наклонное) притыкание слойков к стенке желоба; часто отмечается многократное взаимное срезание одной системы слойков другой (см. рис. 1.9, Д). Практически во всех случаях, когда в песчаниках этого типа сохраняется слоистая структура, можно судить о заполнении эрозионных желобов в результате действия многократно повторявшихся импульсов поставки песчаного материала. В некоторых мало-мощных (несколько дециметров) песчаных пластах характер слоистости также свидетельствует о неоднократном врезании линз в ранее накопленные песчаные осадки, в результате чего некоторые пласты представляют собой как бы единую систему сопряженных песчаных линз.

Редкие песчаные горизонты нижней части тлянубской свиты вместе с подстилающими их глинистыми пачками с песчаными линзами и прослоями образуют небольшие (10–20 м) проградационные циклы.

Для верхней части тлянубской свиты (~400 м), в отличие от нижней, характерно появление большого количества песчаных горизонтов. Однако в этой части разреза свиты в свою очередь выделяются две толщи. Нижняя, которую можно рассматривать как переходную (около 200 м), представляет собой чередование глинисто-алевритовых пачек и горизонтов песчаников мощностью 3–10 м (см. рис. 1.4, Б) Песчаники горизонтально- или пологокосослоистые, часто содержат прослой с включениями фрагментов размытых местных пород (обычно диагенетические сидеритовые конкреции, вымытые из глинистых осадков); кроме того, в них залегают многочисленные аутигенные железисто-карбонатные стяжения, образовавшиеся непосредственно в песчаниках. Глинисто-алевритовые пачки представлены обычным для всего разреза переслаиванием слойков аргиллитов и алевролитов; в отличие от нижней части свиты здесь уменьшается количество желобообразных песчаников, но их ориентация сохраняется прежней – 210–230° Ю-З.

Венчает разрез свиты толща (200 м), состоящая из четырех крупных песчаных горизонтов, разделяющихся местами глинисто-алевритовыми прослоями на несколько песчаных пачек. Песчаные горизонты вместе с подстилающими их песчано-глинистыми пачками образуют крупные (40–80 м) проградационные циклы. Во многих отношениях эти песчаники схожи с песчаниками нижежащей игорской свиты, но отличает их появление здесь пластов с однонаправленной косой слоистостью; направление наклона слойков в разных пластах и горизонтах варьирует от юго- до северо-западного. В песчаниках на плоскостях

напластования часто отмечаются скопления фрагментов наземных растений.

Отложения тлянубской свиты прослеживаются на значительной территории, в связи с чем можно оценить изменения, претерпеваемые свитой на площади.

Сравнение разрезов по Аварскому Койсу, удаленных друг от друга на 5–6 км, показывает, что к северо-востоку при большом сходстве структуры разрезов наблюдается заметное уменьшение мощности свиты (с 1100 до 720 м), причем в большей степени сокращается мощность верхней песчаной части. Наблюдаемые вариации мощности происходят практически точно вкострости простирания склона палеоводоёма.

Разрез тлянубской свиты по р. Каракойсу, расположенный в 25 км к юго-востоку от разреза по р. Аварское Койсу, демонстрирует также значительное сходство их строения; различие состоит только в некотором увеличении мощности свиты по р. Каракойсу за счет глинисто-алевритовых интервалов между песчаниками. В одном из песчаных горизонтов здесь залегает характерная пачка с многоэтажной однонаправленной косой слоистостью и наклоном слойков в юго-западном направлении (~220°). Однако в отдельных пластах с однонаправленной косой слоистостью из того же горизонта направление наклона слойков меняется от юго-юго-восточного до запад-северо-западного. В разрезе верхней части свиты по р. Каракойсу залегает гораздо больше желобообразных песчаников, чем в аналогичных отложениях по р. Аварское Койсу. К глинистым пачкам здесь бывают приурочены многочисленные сидеритовые конкреции.

Анализ строения тлянубской свиты показывает, что в целом направленность развития осадочного процесса была схожей с таковой в предыдущем (игорском) цикле, но в тлянубское время проявилась гораздо большая контрастность разных этапов формирования свиты. Начало ее образования было ознаменовано мощным трансгрессивным импульсом, в результате которого дагестанская дельта переместилась к северо-востоку, что существенно и надолго изменило режим ее деятельности. В осадконакоплении это выразилось в резкой смене типов отложений – песчаников верхов игорской свиты на преимущественно глинисто-алевритовые отложения мощной нижней части тлянубской свиты. Замедление темпов седиментации на начальной стадии накопления свиты благоприятствовало расцвету ихнофауны и биотурбации осадков. В дальнейшем скорости осадконакопления возросли и ос-

тавались более или менее стабильными на протяжении раннетлянубского времени. Периодическая импульсная сезонная поставка в водоем глинисто-алевритового материала обуславливала образование фоновых мелкоритмичных отложений – переслаивающихся алевритовых и глинистых слойков. Учитывая, что толщина элементарных ритмов в среднем составляет 2–5 см, скорость накопления подобных отложений оценивается в 20–50 м/тыс. лет, а с учетом постседиментационного уплотнения эти цифры возрастают в 1,5–2 раза.

Поступление песчаного материала в водоем раннетлянубское время было ограничено, но некоторое его количество постоянно приносилось, на что указывают многочисленные песчаные желобообразные тела. Поверхность конуса выноса дагестанской авандельты, как и в аналогичных областях современного осадконакопления [Эллиот, 1990], была покрыта множеством мелких каналов, по которым происходил сток вод, переносивших терригенный материал. Песчаный материал поставлялся также преимущественно импульсно, о чем свидетельствует характер заполнения песчаных желобов в виде серии индивидуальных слойков (см. рис. 1.8, Б). Каналы стока могли существовать сравнительно длительное время, в связи с чем ниже по склону образовывались желобообразные песчаные тела, расположенные примерно одно над другим. Отмечавшееся иногда перемещение верхних желобов по отношению к залегающим ниже в западном направлении, очевидно, связано с подмывом западных бортов каналов и их некоторым разрастанием в этом направлении в результате действия сил Кориолиса. С этой же причиной, видимо, связано образование асимметричных песчаных желобов, которые на стадии врезания в подстилающие отложения постепенно углублялись со сдвигом тальвега к западу.

Сравнивая условия образования некоторых в общих чертах схожих по морфологии желобообразных песчаников, залегающих в ратлубской свите и нижней части тлянубской свиты, отметим следующее. В первом случае, когда осадкообразование определялось влиянием выдвинувшейся далеко в водоем дельты, эрозия ранее накопившихся отложений и врезание в них желобов происходили под действием активных потоков, являющихся продолжением собственно речного стока, который и определял флювиальную энергетику. Поэтому процессы эрозии глинисто-алевритовых отложений и заполнение желобов песчаным материалом были почти одновременными в результате одного или нескольких потоковых импульсов

(песчаники в желобах массивные или разделяющиеся на два – четыре слоя). В тлянубское время формирование желобов и их заполнение песчаным материалом происходили в удаленной от наземной дельты относительно глубоководной области авандельты, где потоки не были непосредственно связаны с напором речного стока, а их энергетика в основном определялась силой гравитации, т.е. они приобретали характер автокинетических. Вместе с тем следует отметить, что они здесь отличались меньшей мощностью по сравнению с придельтовой зоной. Выработка профиля желобов и последующее заполнение их песчаным материалом были относительно длительными процессами и осуществлялись в результате многократных потоковых импульсов.

На протяжении раннетлянубского времени существовали эпизоды, когда привнос песчаного материала возрастал, в результате чего возникали компактные горизонты с большим количеством желобообразных тел, которые представляли собой дистальные фации песчаных лопастей (см. приложение фототаблица 2, А). Последние лишь изредка выдвигались в водоем и формировали маломощные (первые метры), но достаточно выдержанные по простиранию горизонты. В целом это время характеризовалось относительно однотипными условиями осадконакопления.

В позднеатлянубское время прежний режим седиментации изменился и начала возрастать интенсивность поставки в водоем песчаного материала, что было связано с очередным эпизодом выдвигания дельты в море. Таким образом, предыдущий трансгрессивный этап сменился регрессивным. На постепенность продвижения дельты в водоем указывает изменение вверх по разрезу мощности песчаных горизонтов и их строение. На первом этапе образовывались сравнительно небольшие (3–10 м) горизонты, соответствовавшие передовым фронтальным частям песчаных лопастей авандельты. При этом доминирующими процессами в осадконакоплении были действия волн и вдольбереговых течений, перерабатывавших и переотлагавших осадочный материал, в результате чего в песчаниках возникла горизонтальная или пологая косяя слоистость. В дальнейшем при максимальном выдвигании дельты сформировались четыре мощных песчаных горизонта. В это время наиболее сильно проявилось влияние речного стока. В тех случаях, когда в результате его действия формировались достаточно мощные потоковые течения, способные активно эродировать ранее накопленные осадки и направленные в сторону углубляющихся частей водоема, образовывались

пачки песчаников с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью с наклоном слоев к юго-западу (разрез р. Каракойсу); если же интенсивность потоков была сравнительно невелика, то их направление начинало в гораздо большей степени зависеть от форм подводного аккумулятивного рельефа, происходило «блуждание» потоков и возникали одиночные пласты с однонаправленной косою слоистостью и наклоном слоев, варьирующим в разных местах от юго-востока до запад-северо-запада. Вместе с тем образование и захоронение пластов песчаников с таким характером слоистости (косою однонаправленной) происходили в одних случаях чаще, в других – реже, но все же эпизодически; в зоне осадконакопления песчаный материал, приносимый стоковыми потоками, в дальнейшем обычно перерабатывался и переотлагался морскими волнениями и течениями и в песчаниках возникал иной тип слоистости.

Образование разных частей свиты происходило на фоне меняющихся глубин бассейна. Максимальные глубины существовали в период накопления нижних частей глинисто-алевритовой толщи и, по нашим оценкам, могли достигать нескольких сотен метров; для этапа формирования верхней (преимущественно песчаной) толщи глубины водоема составляли здесь, очевидно, лишь несколько десятков метров, а может быть, и меньше; однако достоверные следы субаэрального накопления отложений нами не отмечены.

При сравнении отложений верхней части тлянубской свиты из разных разрезов к числу различающих их особенностей можно отнести присутствие песчаников и многоэтажной косою слоистости, а также гораздо большее количество желобообразных песчаных тел в глинисто-алевритовых отложениях между песчаниковыми горизонтами в разрезе по р. Каракойсу, по сравнению с разрезом по р. Аварское Койсу. Нам представляется, что наиболее вероятной причиной этого являлось более близкое расположение одного из крупных рукавов наземной дельты к району современной долины р. Каракойсу.

Схожесть строения верхнетлянубской толщи на большой территории, а также совпадение некоторых особенностей структуры синхроничных песчаных горизонтов из разных разрезов, на наш взгляд, может свидетельствовать о единых региональных причинах, регулировавших развитие дельтового комплекса.

**Цекобская свита** по находкам аммонитов датируется как верхняя часть зоны *Gr. thouarsense* верхнего тоара [Панов, Гушин, 1993]. Мощность ее в стратотипическом разрезе по р. Аварское Койсу

сравнительно невелика (350 м) (см. рис. 1.2). Разрез свиты состоит здесь из двух относительно небольших циклов 1-го порядка мощностью 150 и 200 м [Гаврилов, 1994]. Несмотря на значительную песчаность нижнего цикла (на долю песчаников приходится почти половина его объема), отложения цекобской свиты по строению существенно отличаются от верхней части тлянубской свиты, а граница между ними резкая. Как в нижнем, так и в верхнем циклах наблюдается увеличение песчаности отложений снизу вверх и они оба имеют регрессивный облик. Схожая двучленная структура свиты прослеживается и в разрезе по р. Каракойсу. К западу (по р. Андийское Койсу) свита в основном представлена тонкополосчатыми глинисто-алевритовыми отложениями с пачкой (60–70 м) расслоенных песчаников в кровле [Панов, Гушин, 1993].

В разрезе по р. Аварское Койсу выделяются до восьми ритмов 2-го порядка мощностью от 30 до 80 м, для которых характерно наличие всех элементов, присущих разрезам проградационных циклов: глинистые пачки в основании → переслаивание глинистых и песчаных пластов (линз) → горизонты песчаников в кровле (см. рис. 1.6, 1.7, Б, В). В верхних частях некоторых горизонтов отмечаются пласты крупно- и грубозернистых песчаников с однонаправленной косою слоистостью (наклон слоев на юго-запад), которые по резкой эрозионной границе налегают на пологокосослоистые мелко- и среднезернистые песчаники. Встречаются невыдержанные по простиранию горизонты песчаников, выклинивающиеся через несколько километров. По характерному вертикальному разрезу ритмов и выклиниванию песчаных горизонтов по латерали можно достаточно уверенно говорить о том, что образование этих циклов связано с проградационным развитием песчаных лопастей авандельты.

Мощность цекобской свиты непостоянна на площади ее распространения и так же, как у других свит, увеличивается в направлении более мористых частей палеоводоема; в бассейне р. Аварское Койсу на протяжении 8–9 км она возрастает с 350 до 500 м, т.е. почти на 1/3. Эти изменения происходят в основном в результате роста мощности глинистых пачек. В разрезах, расположенных в нескольких десятках километров к западу и соответствующих более удаленным частям авандельты, мощность свиты возрастает до 700 м по р. Андийское Койсу и 800 м по р. Аргун [Панов, Гушин, 1993].

Структура цекобской свиты и ее взаимоотношение с нижележащими отложениями свидетельствуют о ее образовании в результате двух



кратковременных и сравнительно небольших по интенсивности трансгрессивных импульсов, вследствие чего дельта каждый раз перемещалась к северо-востоку на небольшое расстояние, что к концу трансгрессивно-регрессивного цикла сменялось ее слабым общим выдвиганием в водоем. Из-за своего близкого расположения дельта продолжала оказывать весьма активное влияние на осадкообразование в этом районе: периодически происходило выдвигание в пределы авандельты песчаных лопастей, которые, видимо, помимо фронтальной проградации неоднократно мигрировали в латеральном направлении.

Обращает на себя внимание то, что в разрезе цекобской свиты по р. Аварское Койсу содержится значительно больше пластов песчаников с однонаправленной косою слоистостью, а также желобообразных песчаных тел по сравнению с разрезом по р. Каракойсу. Однако в нижележащей верхнетлянубской толще наблюдается противоположная картина: именно в разрезе по р. Каракойсу встречаются пачки песчаников с многоэтажной косою слоистостью и здесь гораздо больше песчаных желобов, чем по р. Аварское Койсу. Такая картина обусловлена, видимо, тем, что один из крупных рукавов наземной дельты, влиявший на появление сильных стоковых течений, в позднеотлянубское время располагался в районе Каракойсу, но в период накопления цекобской свиты переместился к западу – в район Аварского Койсу.

На примере цекобской свиты видно, как цикличность толщи (два цикла 1-го порядка), хорошо выраженная в проксимальной части авандельты (Аварское Койсу), в ее удаленных частях (Андийское Койсу, Аргун) сглаживается или может вовсе исчезнуть. Это связано с тем, что выдвигание дельты на регрессивном этапе цикла по тем или иным причинам могло быть довольно слабым и не приводило к увеличению песчаности отложений в дистальных частях авандельты. Таким образом, от положения разрезов по отношению к наземной дельте в значительной степени зависит их структура, большая или меньшая выраженность цикличности свиты.

**Ассабская свита** относится к зоне *D. levesquei* верхнего тоара, что подтверждается многочисленными находками аммонитов *Dumorteria* spp. [Панов, Гушин, 1993]. Ее отложения образуют крупный цикл 1-го порядка (см. рис. 1.2; 1.5; см. приложение, фототаблица 4, А), мощность которого в районе стратотипического разреза по р. Аварское Койсу составляет 500 м [Гаврилов, 1994]. Нижняя и верхняя части свиты контрастно различаются по составу. Нижняя часть (150–170 м), по резкой границе сменяющая песчаники в

кровле цекобской свиты, представлена в основном мелкоритмичным (2–5 см) переслаиванием алевролитовых и глинистых слойков. Для низов этой толщи характерны наиболее многочисленные следы биотурбации осадков (аналогичная картина наблюдается и в других свитах). Для глинисто-алевритовых отложений характерны многочисленные сидеритовые конкреции; в некоторых пачках они образуют высокие концентрации: слои конкреций залегают через 10–30 см. В толще нередко встречаются линзовидные прослои и желобообразные песчаные тела, уплощенные, без сильного врезания в подстилающие отложения, с обычной для этого разреза ориентацией на юго-запад (~230–240°).

Переходный интервал (~60 м) содержит 12–15 пластов (1–2 м) и линз песчаников, горизонтально- и пологокосослоистых, с несколькими сериями слойков, срезающих нижележащие пласты. По простиранию некоторые пласты расщепляются на два или несколько более тонких пластов (см. рис. 1.9, Г). Как правило, песчаниковые пласты налегают на подстилающие отложения со следами размыва, а внутри них бывают заключены сидеритовые конкреции, вымытые из глинистых осадков. Подошвенные знаки пластов и ориентировка песчаных желобов указывают на направление (запад-юго-западное) потоков, с которыми связано их образование (245–260°, по одному из замеров 290–300°). К переходному интервалу тяготеют несколько пачек флишоидного облика.

Верхняя половина свиты содержит горизонты песчаников, мощность которых (10–25 м) возрастает снизу вверх по разрезу; напротив, глинисто-алевритовых – в том же направлении уменьшается с 25 до 3 м. Помимо горизонтально- и пологокосослоистых песчаников здесь встречаются пласты с однонаправленной косою слоистостью; направление наклона слойков варьирует от 220 до 320° [Гаврилов, 1994].

Разрез свиты, расположенный в 7 км к юго-западу от стратотипического, увеличивается в мощности с 500 до 720 м; при этом в ее нижней части сокращается количество желобообразных песчаников.

К востоку, в бассейне р. Каракойсу, структура свиты (~700 м) в целом такая же, как и в стратотипическом разрезе, но здесь происходит существенное опесчанивание отложений: в нижней части свиты появляются пласты песчаников (в основном до 5 м), в верхней – мощность горизонтов песчаников достигает 60 м, в них присутствуют как одиночные пласты с однонаправленной косою слоистостью, так и пачки, в которых такие пласты образуют многоэтажные серии с

наклоном слоев к юго-западу. Встречаются скопления фрагментов наземных растений, однако свидетельств субаэрального осадконакопления не наблюдалось. Напротив, к западу от стратотипического разреза (р. Андийское Койсу, Чантыаргун) состав свиты становится более глинистым в основном в результате частичного выклинивания песчаных пачек из средней части разреза [Панов, Гушин, 1993]; структура свиты здесь также в целом сохраняется. В бассейне р. Чантыаргун в разрезах, характеризующих отложения, накопившиеся в более удаленных от берега частях водоема, мощность толщи, коррелируемой с ассабской свитой, возрастает до 2500–2700 м за счет ее нижней части.

Структура ассабской свиты, как и других сходным образом построенных толщ этого региона, свидетельствует о ее формировании в результате трансгрессивно-регрессивного цикла. Быстрая трансгрессия существенно изменила баланс приносимого со стороны суши песчаного и глинистого материала в пользу последнего. В глинистых осадках протекали интенсивные процессы ритмичного диагенетического слоеобразования, приведшие к появлению многочисленных прослоев сидеритовых конкреций [Гаврилов, 1979]. На начальных этапах накопления свиты обстановка седиментации была сравнительно спокойной и благоприятной для развития донной фауны и биотурбации илов. В дальнейшем в область преобладающего глинисто-алевритового осадконакопления со стороны наземной дельты по разветвленной системе небольших каналов (желобов) поставлялся песчаный материал, образующий линзовидные песчаные пласты, желобообразные тела. В этом отношении нижнеассабская толща похожа на нижнетлянубскую.

Замедление или полное прекращение прогибания дна водоема привело к тому, что трансгрессия сменилась постепенным выдвиганием дельты, в результате которого возросло поступление песчаного материала и сформировалась верхняя часть ассабской свиты.

Судя по насыщенности разных разрезов песчаным материалом, рукав дельты, питавший эту область осадконакопления, находился вблизи района р. Каракойсу, где наблюдается наибольшая песчаность всех частей ассабской свиты (к западу – в направлении р. Аварское Койсу и далее к р. Андийское Койсу содержание песчаников в разрезе свиты закономерно уменьшается). В пользу такого вывода свидетельствует также присутствие в разрезе свиты по р. Каракойсу пачек песчаников с многоэтажной однонаправленной косо́й слоистостью, накопи-

вавшихся в результате действия сравнительно долговременных потоков, связанных с подводным продолжением речного стока, и направленного к юго-западу в сторону моря; встречающиеся в разрезе по р. Аварское Койсу пласты с однонаправленной косо́й слоистостью не образуют многоэтажных серий и связаны со спорадически проявлявшимися здесь относительно кратковременными и менее мощными потоками, которые могли менять свое направление от юго- до северо-западного и в значительной степени зависели от внешних факторов. Таким образом, оценивая предполагаемое положение на площади основного для этой части авандельты рукава Дагестанской реки, видим, что в ассабское время он вернулся примерно к тому положению, которое занимал в тлянубское время и откуда он ненадолго (цекобское время) переместился к западу – в район Аварского Койсу.

Верхняя часть ассабской свиты и залегающие выше мощные авандельтовый и дельтовый комплексы объединялись ранее в карахскую свиту, детальное описание которой и результаты литолого-фациального анализа изложены в работе [Фролов, 1965]. Охарактеризуем поэтому эту толщу только в общих чертах, используя вновь выделяемые более дробные стратиграфические подразделения [Панов, Гушин, 1993].

Ассабская свита по резкой границе перекрывается отложениями *батлукской свиты*, возраст которой по многочисленным находкам аммонитов определяется как верхняя часть зоны *D. levesquei* верхнего тоара и зона *L. opalinum* нижнего аалена [Панов, Гушин, 1993]. Стратотипический разрез свиты в долине р. Аварское Койсу (см. рис. 1.2; 1.5, Б, рис. 1.11; см. приложение, фототаблица 4, А) достигает мощности 1000–1150 м. Свита достаточно отчетливо подразделяется на две части. Нижняя (510–630 м) представлена чередованием глинисто-алевритовых пачек и песчаниковых горизонтов, сочетание которых образует, как правило, циклы 2-го порядка мощностью 25–35 м; причем обычно 1/2 или 2/3 мощности приходится на песчаные горизонты (см. рис. 1.7, Г). В верхней части под свиты мощность глинисто-алевритовых пачек уменьшается и циклы становятся все менее отчетливо выраженными. По подошвенным эрозионным врезам пластов песчаников и линз, залегающих в глинисто-алевритовых отложениях, можно судить о юго-западном (230–255°) направлении потоков, приносивших песчаный материал; в одной из песчаниковых пачек с многоэтажной однонаправленной косо́й слоистостью наклон слоев ориентирован на северо-запад (330–350°). В верх-



**Рис. 1.11.** Фрагмент батлукской свиты в разрезе левобережья р. Каракойсу  
Стрелками отмечена подошва речного палеорусла, заполненного песчаниками с многоэтажной однонаправленной кривой слоистостью. Прямоугольником  
выделен фрагмент заполнения палеорусла, показанного на (Б)

нем песчаном горизонте нижней подсвиты в нескольких пластах отмечена косая слоистость с наклоном слойков на северо-восток ( $50-70^\circ$ ). В песчаных горизонтах довольно часто встречаются пласты с однонаправленной косой слоистостью, число которых вверх по разрезу подсвиты увеличивается [Гаврилов, 1994].

Для верхней части батлукской свиты (500–530 м) характерны мощные массивные (до 30–40 м) песчаники, которые разделяются маломощными (первые метры, изредка до 10 м) глинисто-алевритовыми пачками. В песчаниках заключены многочисленные прослои с галькой как кварцевой, так и местных пород (обломки аргиллитов; конкреций, вымытых из глинистых отложений). В песчаниках часто встречаются пласты с однонаправленной косой слоистостью. Направление наклона слойков меняется от юго-юго-восточного до северо-западного (причем это происходит иногда в разных пластах из одного песчаного горизонта); отмечается также наклон слойков на северо-восток. Вместе с тем, желобообразные песчаные тела из глинисто-алевритовых пачек по-прежнему указывают на направление потоков на юго-запад ( $200-245^\circ$ ). В отложениях этой части свиты встречаются многочисленные скопления растительных остатков – отмечено несколько пластов (первые дециметры) аллохтонных углей и углистых аргиллитов, а также крупные (длиной до 2 м) сидеритизированные фрагменты стволов деревьев.

Верхняя часть батлукской свиты является наиболее мощной песчаниковой толщей во всем разрезе  $J_{1-2}$  Северо-Восточного Кавказа; гранулометрический состав песчаников свиты также выделяется своим относительно высоким содержанием крупно- и грубозернистых разностей.

В западном направлении мощность свиты увеличивается за счет возрастания мощности нижней подсвиты (с 510 до 1000–1100 м в бассейне р. Чантыаргун) при одновременном существенном увеличении ее глинистости; в верхней подсвите при сохранении мощности происходит также рост содержания глинисто-алевритовых отложений и одновременно исчезают грубозернистые породы, прослои угля [Панов, Гущин, 1993; Фролов, 1965]. В целом в этих районах батлукская свита сохраняет облик крупного регрессивного цикла.

К юго-востоку от стратотипического разреза строение свиты претерпевает некоторые изменения: в верховьях р. Казикумухское Койсу она представлена двумя крупными циклами регрессивного облика; далее к юго-востоку (междуречье Самура и Чирахчая) существенно увеличива-

ется мощность глинисто-алевритовых пачек, разделяющих песчаниковые горизонты, а общая мощность свиты возрастает до 3500 м.

В.Т. Фролов [1965] выделял в этой толще отложения песчаного барьера, подразделяя их на отложения вдольбереговых течений, речных выносов в море и т.д. В области накопления наиболее угленосных толщ (к северо-востоку от зоны песчаного барьера) выделялись отложения мелких проточных лагунообразных заливов, обмелевших проток, иногда аллювиальные, пойменные и др. В целом обстановки осадконакопления были достаточно разнообразны.

В разрезах батлукской свиты речные отложения бывают выражены весьма отчетливо. Так в обрывистом левом берегу р. Каракойсу хорошо прослеживается русло палеореки, врезанное в накопившиеся ранее прибрежно-морские отложения (см. рис. 1.11). Если для последних характерна выдержанность пластов по простиранию и горизонтальная или пологая косая слоистость, то русловым песчаным отложениям присуща отчетливо выраженная однонаправленная, зачастую довольно круто наклоненная косая слоистость (см. рис. 1.11, Б). Причем заполненное аллювиальными песчаниками русло древней реки имеет в поперечном сечении линзовидную форму: от зоны максимальной мощности (11–13 м), шириной около 150 м, мощность этого тела в обе стороны существенно уменьшается (см. рис. 1.11, А, Б). Аналогичные русловые фации с такими же взаимоотношениями с вмещающими отложениями отмечались нами и в других частях палеодельты, в частности, в разрезе р. Аварское Койсу.

Для батлукской свиты характерно проявление цикличности отложений, не встречавшейся в остальной части разреза  $J_{1-2}$ . Так, в области развития угленосных толщ выделяются циклы [Фролов, 1965], в нижней части которых залегают наиболее крупнозернистые, обычно массивные песчаники с грубой косой слоистостью в основании и волнисто- или горизонтальнослоистые в верхней части; выше они сменяются плитчатыми песчаниками и алевритами и, наконец, глинистыми породами, нередко заключающими пласты углей, преимущественно автохтонных. На них в свою очередь налегают плитчатые песчаники, обычно заканчивающие цикл. Кроме того, существуют симметричные относительно глинистых пачек с углями циклы, а также «перевернутые» циклы с обратной последовательностью отложений. Мощность этих циклов достигает 30 м.

Общая направленность образования батлукской свиты в целом аналогична предыдущим свитам: резкий переход от мощной песчаниковой

толщи верхов ассабской свиты к толще чередования глинисто-алевритовых пачек и песчаных горизонтов нижнебатлукской подсвиты свидетельствует о проявлении очередного трансгрессивного импульса. Мощность свиты не менее 1000 м, поэтому ее накопление неизбежно должно было быть связано с интенсивным прогибанием ложа бассейна седиментации. Прогибание обусловило на первом этапе накопления свиты некоторое отодвигание дельты к северо-востоку, однако по сравнению с тлянубским или ассабским эпизодами этот трансгрессивный импульс в итоге не привел к радикальным изменениям режима осадконакопления и существенного перемещения дельты к северо-востоку на этот раз не произошло; напротив, к концу первой половины батлукского времени начался процесс быстрого выдвигания дельты в водоем, достигший максимума в поздне-батлукское время. Это выдвигание дельты, произошедшее примерно на рубеже тоара и аалена, было наиболее масштабным за весь период существования дельтового осадочного комплекса.

**Датунская свита**, налегающая на предыдущую по резкой границе, датируется зоной *L. murchisonae* верхнего аалена [Панов, Гушин, 1993]. В районе рек Аварское Койсу и Каракойсу она достаточно отчетливо разделяется на две части (подсвиты). Нижняя толща (Аварское Койсу – 330 м, Каракойсу – 400 м) представлена 10 циклами 2-го порядка, в которых мощность горизонтов песчаников меняется от 5 до 35 м, а глинисто-алевритовых пачек – от 10 до 30 м (см. рис. 1.2, 1.12, Б; см. приложение, фототаблицы 4, А и 5) [Гаврилов, 1994]. Для нижних (глинистых) элементов циклов часто бывает характерно присутствие многочисленных эрозионных линз, желобообразных тел (см. рис. 1.8, А; см. приложение, фототаблица 3), пластов песчаников с резкими и глубокими промоинами на подошве, врезающимися в подстилающие отложения. В целом их юго-западная ориентировка сохраняется. В глинистых пачках встречаются частые прослои сидеритовых конкреций, особенно многочисленные в их основании. Песчаниковые горизонты, как правило, состоят из нескольких пачек массивных или плитчатых песчаников, иногда разделяемых маломощными (несколько дециметров – первые метры) глинисто-алевритовыми отложениями. В песчаниках часты включения конкреций, вымытых из глинистых отложений, обломки аргиллитов. Если в разрезе по р. Аварское Койсу преобладают песчаники с пологой косою слоистостью (редко с однонаправленной), то в разрезе по р. Каракойсу в нескольких горизонтах из нижней части этой толщи встречаются как одиночные

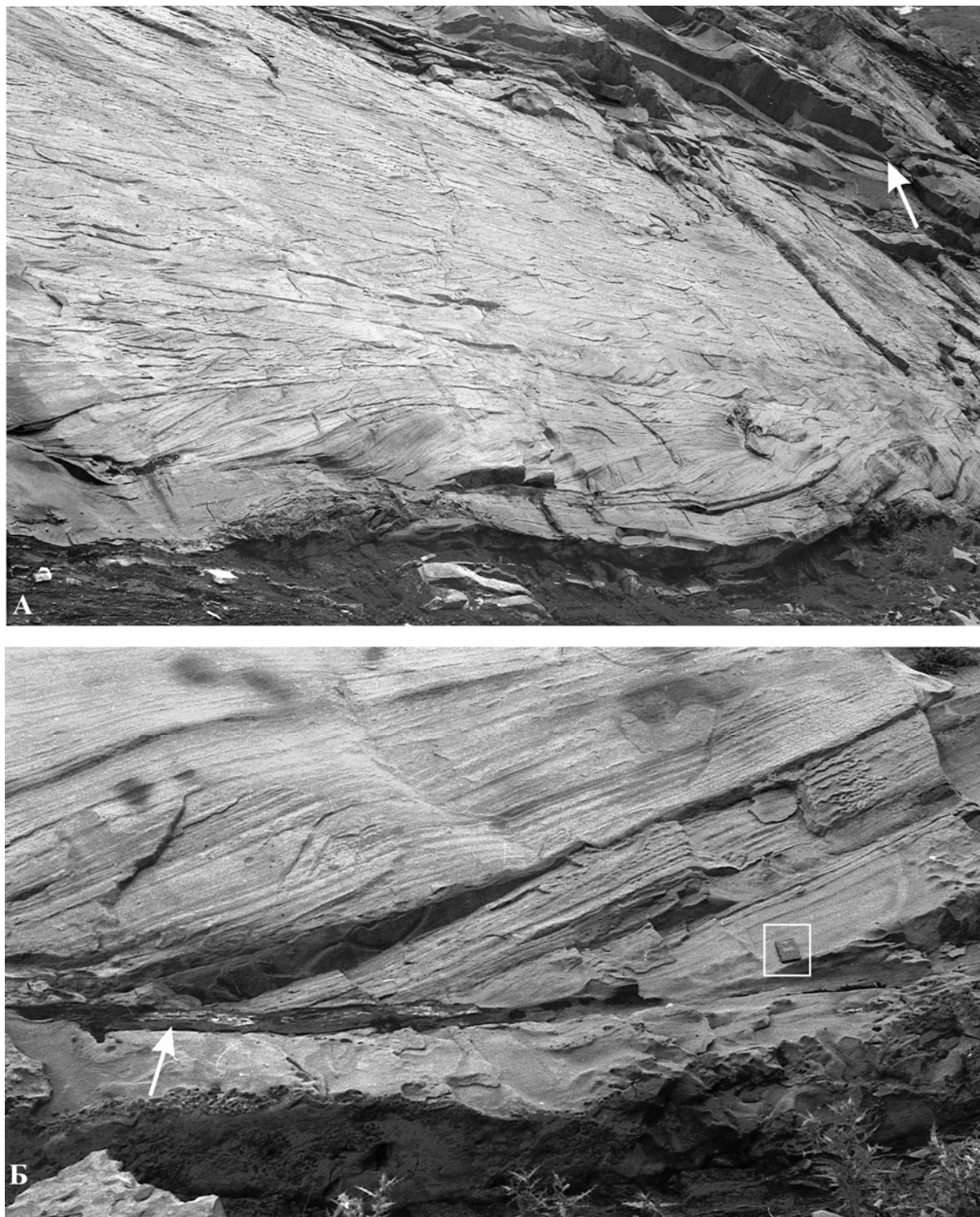
пласты с однонаправленной косою слоистостью, так и пачки с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью (в одном из горизонтов мощность такой пачки достигает 15 м) (рис. 1.13; см. приложение, фототаблица 5); во всех случаях отмечается наклон слоев на юго-запад. В отложениях свиты часто встречаются фрагменты или скопления остатков наземной растительности. Венчается нижняя часть свиты горизонтом песчаников (15 м, р. Аварское Койсу).

Верхняя часть свиты (100–110 м, р. Аварское Койсу) отличается от нижней отсутствием мощных горизонтов песчаников: пачки песчаников состоят из серии пластов (несколько дециметров), разделяющихся глинисто-алевритовыми прослоями (см. рис. 1.12, А); пласты часто не выдержаны по простиранию, выклиниваются. Песчаники залегают на подстилающих отложениях по отчетливой эрозионной границе. Многочисленные желобообразные тела в глинистых пачках ориентированы на юго-запад (240–260°). Венчает толщу горизонт песчаника (~5 м).

В западном направлении (реки Андийское Койсу, Чантыаргун) отложения свиты становятся гораздо более глинистыми, песчаниковые пачки сохраняются только в верхах нижней части свиты [Панов, Гушин, 1993]; верхняя часть свиты становится близкой по литологическому составу к залегающей выше глинистой игатлинской свите. К юго-востоку от стратотипического разреза (верховья рек Казикумухское Койсу, Чирахчай, Самур) мощность датунской свиты возрастает до 1400–1900 м в основном за счет глинисто-алевритовых отложений. Нижнедатунская толща (1000–1500 м) представлена здесь чередованием пачек глинисто-алевритовых пород, иногда с пластами песчаников (100–170 м), и пачек массивных (15–40 м) песчаников [Панов, Гушин, 1993]. В глинистых пачках отмечаются значительные скопления сидеритовых конкреций, встречаются прослои известняка-ракушечника, содержащие остатки пеллеципод, белемнитов, иногда аммонитов. Верхнедатунская толща (300–550 м) представлена глинисто-алевритовыми отложениями с многочисленными линзовидными пластами песчаника и желобообразными песчаными телами, которые неравномерно распределены по разрезу, с несколькими горизонтами (первые метры) массивных песчаников. Если к западу и юго-востоку в составе свиты возрастает доля глинисто-алевритовых отложений, то, напротив, к северу и северо-востоку (разрезы свиты в ядрах антиклиналей Известнякового Дагестана, по рр. Уллучай, Гамриозень, Рубасчай) существенно увеличивается количество песчаного материала:



**Рис. 1.12.** Отложения датунской свиты в разрезах бассейна р. Каракойсу  
А – отложения верхнедатунской свиты в береговом обнажении р. Каракойсу; Б – отложения нижнедатунской свиты в долине р. Бецор (левый приток р. Каракойсу)



**Рис. 1.13.** Горизонт песчаников из средней части нижнедатунской подсвиты в разрезе левобережья р. Каракойсу (р. Бецор)

А – песчаники с многоэтажной однонаправленной косой слоистостью, налегающие по резкой эрозионной границе на подстилающие глинистые отложения; стрелкой отмечены перекрывающие их прибрежно-морские песчаники с пологой разнонаправленной косой или горизонтальной слоистостью; Б – крупная косая слоистость в нижней части горизонта; в подошвенной части залегает пласт бесструктурного песчаника с многочисленными обломками глинистых пород, вымытых из подстилающих отложений; стрелкой отмечен фрагмент углефицированного ствола дерева. Для масштаба в квадрате полевой дневник 10 x 15 см

горизонты песчаников (15–35 м) чередуются с пачками глинисто-алевритовых пород, местами, содержащими пласты углей. Одновременно в этих районах мощность свиты сокращается и последняя здесь не разделяется на подсвиты.

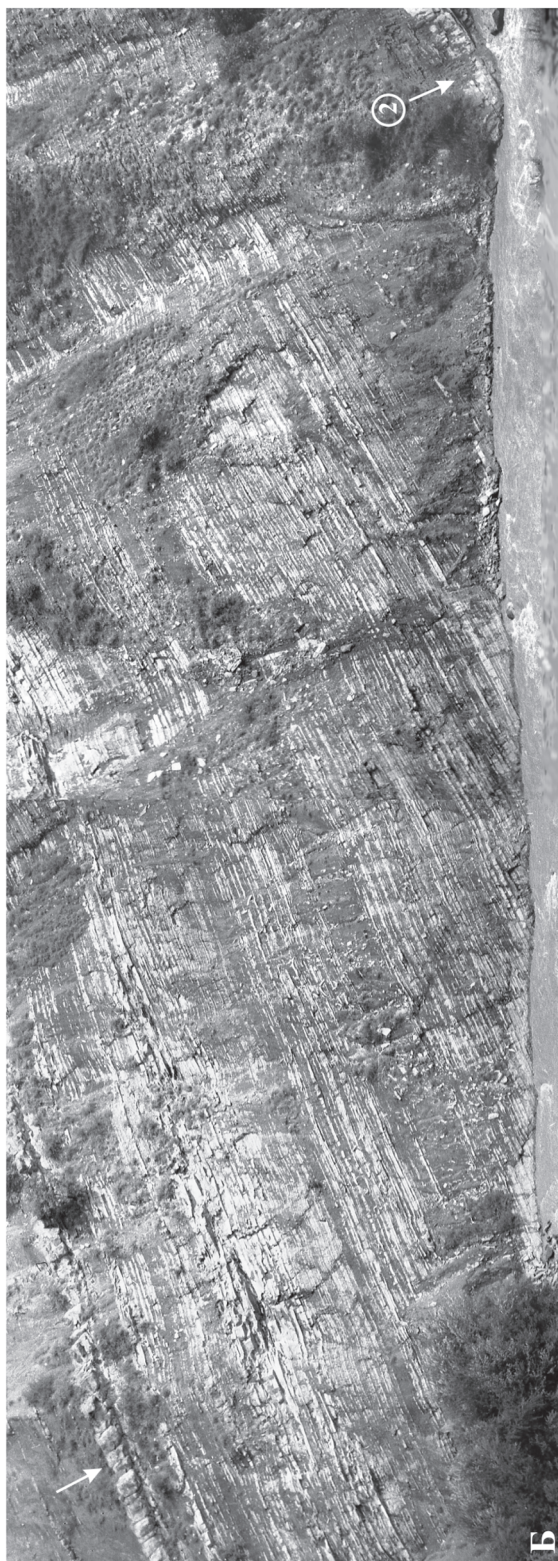
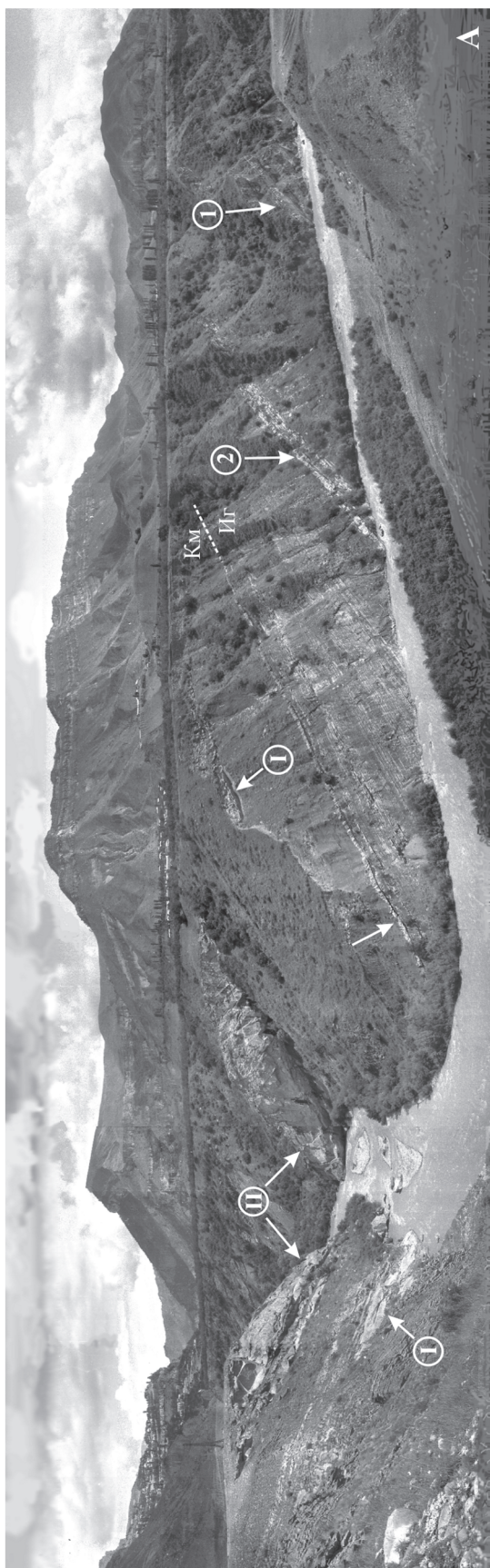
Резкий переход от массивных песчаников батлукской свиты к толще чередования песчаников и глинистых пачек датунской свиты прослеживается на значительной площади и связан с проявившимся в это время очередным импульсом трансгрессии. Причем, учитывая, что датунская свита отчетливо разделяется на две части, можно вполне обоснованно судить о существовании двух трансгрессивных импульсов. Уже первый из них привел к значительному перемещению дельты к северо-востоку. Это событие в различных частях региона по-разному отразилось на седиментации. Так, в западных (наиболее удаленных его частях) резко сократилась поставка песчаного материала, соответственно различия между верхнебатлукской и нижнедатунской толщами здесь наиболее контрастны. В то же время район разрезов по рекам Аварское Койсу и Каракойсу находился гораздо ближе к наземной дельте, в связи с чем отложения нижнедатунской подсвиты формировались здесь в морской обстановке, но под сильным влиянием речного стока (существуют многочисленные свидетельства потоковой эрозии ранее накопившихся осадков – желобообразные тела, линзовидные пласты, конкреционные конгломераты в песчаниках и др.). Пачки с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью в составе песчаных горизонтов указывают на то, что при формировании проградирующих песчаных лопастей в зоне ближней авандельты местами довольно длительное время существовали потоки, направленные к юго-западу и являвшиеся подводным продолжением речного стока. Наибольшее число такого рода образований отмечается в районе разреза р. Каракойсу, вблизи которого, очевидно, располагался один из наиболее крупных рукавов дельты (см. рис. 1.13). Исчезновение из верхней части разреза нижнедатунской подсвиты пачек песчаников с многоэтажной косою слоистостью и уменьшение здесь мощности песчаных горизонтов, видимо, может свидетельствовать о постепенном отодвигании дельты и, соответственно, развитии трансгрессии на протяжении всего раннедатунского времени, хотя к концу этого этапа темпы ее продвижения, возможно, несколько замедлились. Выносившийся в водоем песчаный материал активно перерабатывался волнением, вдольбереговым течением, что обусловило появление горизонтальной или пологонаклонной слоистости в песчаниках.

Второй трансгрессивный импульс вызвал заметное ускорение отступления дельты, что привело к повсеместному уменьшению поставки в водоем песчаного материала (особенно в западную часть авандельты), однако достаточно активный потоковый гидродинамический режим в центральной части авандельты сохранялся, мощные песчаные горизонты уступили место маломощным (несколько метров) пачкам, часто расщепленным на несколько пластов (несколько дециметров), нередко линзовидной формы. Как и на предыдущем этапе, в течение позднедатунского времени в целом сохранялись однотипные условия осадконакопления, но по сокращению, а потом и исчезновению из верхних глинистых пачек песчаных линз с эрозионным врезом в подстилающие отложения можно судить о постепенном ослаблении активности потоков, что, очевидно, было отражением продолжающейся, хотя и медленной, трансгрессии.

Таким образом, оба датунских трансгрессивных импульса отличались от предыдущих (таких, как тлянубский или ассабский) тем, что они в конце замедлялись, но не ослабевали настолько, чтобы трансгрессия сменялась выдвиганием в водоем дельты и образованием в кровле толщ более песчаных отложений, чем в их нижних частях. В начале этих импульсов трансгрессии были достаточно быстрыми и сопровождалась существенным изменением режима осадконакопления по сравнению с предыдущим этапом, но в дальнейшем, несколько замедлившись, они все-таки продолжали развиваться.

**Игатлинская свита** относится к зонам *L. murchisonae* и *Gr. concavum* верхнего аалена и низам зоны *S. sowerbyi* нижнего байоса [Панов, Гуцин, 1993]. Свита отчетливо подразделяется на две части (см. рис. 1.2, рис. 1.14). В разрезе по р. Аварское Койсу (мощность 130 м) нижняя представлена в основном темными аргиллитами без отчетливой слоистости, которые по согласной и резкой границе залегают на последнем песчаном горизонте датунской свиты, в кровле которого обнаружены обильные следы биотурбации осадков [Гаврилов, 1994]. Аргиллиты содержат многочисленные прослой сидеритовых конкреций, а также несколько прослоев (первые дециметры) конкреционных конгломератов и пласт известковой породы с остатками белемнитов, пелеципод и др. Верхняя часть свиты представлена толщей переслаивания пластов (первые дециметры) серых аргиллитов и мелкозернистых песчаников, на подошве которых отсутствуют отчетливые следы потоковой деятельности; здесь прослеживаются многочисленные





**Рис. 1.14.** Выходы отложений игатлинской (Иг) и кумухской (Км) свит в береговых обнажениях р. Каракойсу  
 А – общий вид выходов отложений свит; стрелками 1 и 2 отмечены песчаные горизонты в игатлинской свите, имеющие структуру проградирующих  
 песчаных лопастей дельты; стрелками I и II отмечены линзовидные песчаные горизонты кумухской свиты; Б – строение пачки переслаивания глинистых  
 и песчано-алевритовых пластов в кровле игатлинской свиты; на А и Б стрелкой показан горизонт с включениями раковин перемытой фауны и конкреций, залегающий  
 на границе игатлинской и кумухской свит

ходы ползающих и зарывающихся организмов. К юго-востоку – в разрезе по р. Каракойсу (190 м) в средней части свиты появляются два горизонта песчаников (3–4 м, на рис. 1.14 отмечены цифрами 1 и 2), которые вместе с подстилающими их пачками (5–7 м) переслаивания пластов аргиллитов и мелкозернистых песчаников образуют два небольших (10–12 м) цикла, типичных для разрезов передовых частей проградирующих лопастей авандельты. Далее, к юго-востоку, по данным, приведенным в работе [Панов, Гушин, 1993], мощность свиты продолжает возрастать до 500 м в истоках р. Уллучай и по р. Чирагчай и до 950 м – в верховьях р. Чирагчай и по р. Самур. Здесь определяющую роль в составе отложений играют глинистые породы, общая же структура свиты сохраняется. Вместе с тем, в верхней части свиты помимо пачек переслаивания отмечаются также циклы, характерные для разрезов проградирующих лопастей авандельты. В 40 км к северо-востоку от разреза по р. Аварское Койсу, в ядре Ирганайской антиклинали Известнякового Дагестана наблюдается увеличение песчаности отложений в результате появления прослоев песчаников в нижней части свиты; здесь отмечен также один проградационный цикл мощностью до 25 м (верхний песчаниковый горизонт – 10 м). Важно отметить, что, в отличие от предыдущих свит, несмотря на значительную удаленность этих разрезов друг от друга, мощности их практически одинаковы. В самых западных разрезах (в бассейне р. Чантыаргун) свита по составу становится однородной и представлена глинисто-алевритовыми породами.

Резкий переход от песчано-глинистых отложений датунской свиты к аргиллитам игатлинской свиты, прослеживаемый на широкой площади, явился следствием очередного трансгрессивного импульса. Если датунская трансгрессия привела лишь к частичному затоплению обширной аккумулятивной равнины, возникшей на предыдущем этапе вследствие выдвигания в водоем дельты, то игатлинская трансгрессия, видимо, покрыла морем остальную ее часть и отодвинула дельту на значительное расстояние к северо-востоку. На территории западной и центральной части района возникло море с довольно однотипными обстановками осадконакопления, для которого, в отличие от предыдущих этапов, были характерны более или менее спокойные гидродинамические условия; активные потоки, направленные к юго-западу, связанные со стоком реки и столь типичные для предшествующего времени, здесь отсутствовали; в результате на обширной территории накапливался преимуще-

ственно тонкий глинисто-алевритовый материал. Только во второй половине игатлинского времени, когда трансгрессия закончилась и положение дельты стабилизировалось, в водоеме начал периодически поступать песчано-алевритовый материал, в результате чего образовались упоминавшиеся выше песчаные горизонты и верхняя часть свиты, представленная толщей переслаивания глинистых и песчано-алевритовых пластов. Следует вместе с тем отметить, что толщина переслаивания не монотонна по структуре – в ней выделяются интервалы отложений более и менее песчаные, которые являются отражением циклического усиления или ослабления привноса в водоем песчаного материала (см. рис. 1.14, Б). Причем отсутствие на подошвенной части прослоев песчаников текстур активных потоковых течений свидетельствует о том, что их роль в поставке обломочного материала для этой части бассейна была незначительной. Спокойная обстановка в водоеме способствовала расселению в нем донной фауны, следы жизнедеятельности которой часто встречаются в отложениях свиты. Закончился этап образования свиты регрессивным эпизодом, сопровождавшимся образованием горизонта (первые метры) известковистых бесструктурных интенсивно биотурбированных алевролитов с включениями белемнитов, конкреций и Fe-оолитов (на рис. 1.14 отмечен стрелкой).

В северо-восточном направлении (по мере продвижения в сторону дельты) постепенно возрастала поставка песчаного материала и увеличивалась песчаность отложений. В отличие от западной и центральной частей, в юго-восточной части района дно водоема прогибалось активнее, отражением чего явилось возрастание здесь мощности отложений свиты. По-видимому, и геоморфологически эта часть водоема характеризовалась некоторым понижением уровня дна. Естественно, именно в этом направлении эпизодически проникали потоки, приносявшие песчаный материал со стороны дельты, а также иногда выдвигались передовые части маломощных песчаных лопастей авандельты.

Таким образом, в игатлинское время в результате трансгрессии и перемещения дельты на значительное расстояние к северо-востоку (или северу?) ее влияние на осадкообразование в этом регионе в целом заметно уменьшилось и на рассматриваемой территории стало неравноценным: наименьшим оно было в западной ее части, к юго-востоку возрастало, хотя и осуществлялось в гораздо более ослабленном виде по сравнению с предыдущими периодами.

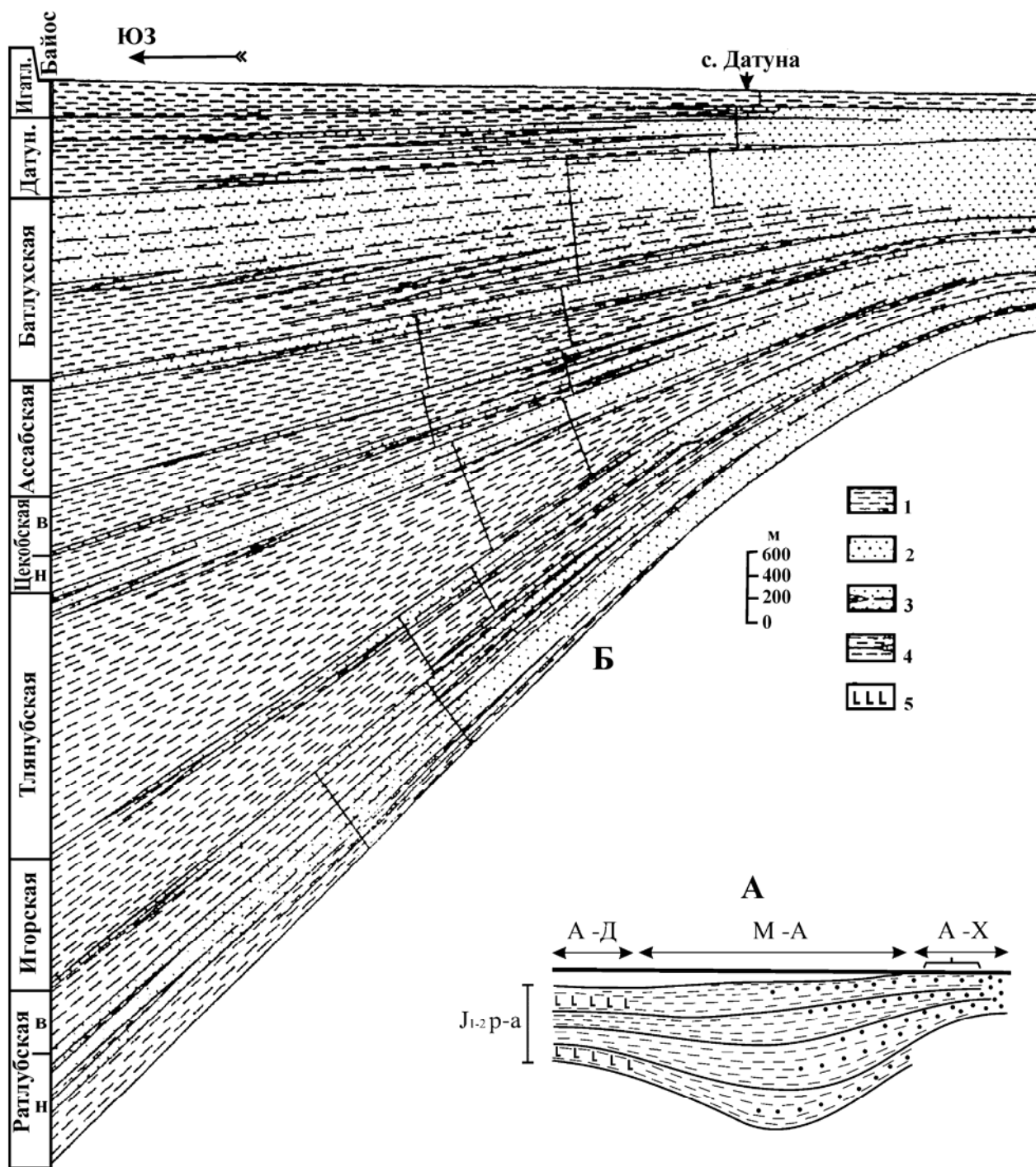
В *байосское время* произошла существенная геологическая перестройка всего региона Большого Кавказа; в результате мощной раннебайосской трансгрессии дельта переместилась на сотни километров к северу [Гаврилов и др., 1989] и начала поставлять осадочный материал и определять режим седиментации на обширной территории Восточного Предкавказья.

Решение вопроса о *дотоарском этапе* существования палеореки осложняется тем, что в Агвали-Хивской СФЗ, где отложения по целому ряду признаков принадлежат к авандельтовому осадочному комплексу, толщи, более древние, чем тоарские не вскрываются. Вместе с тем, в соседней к югу Метлюта-Ахтычайской СФЗ (рис. 1.15, А), отделяющейся в настоящее время от Агвали-Хивской СФЗ крупным разломом, помимо тоар-ааленских отложений обнажается верхнеплинсбахская толща, общая видимая мощность которой достигает 3 км (основание лейаса не вскрыто). По данным, приведенным в работе [Гущин, Панов, 1983], структура сложнодислоцированной верхнеплинсбахской толщи в наиболее полном разрезе на хребте Керан такова, что в ней выделяются восемь циклов, отделенных друг от друга резкими границами и имеющих «регрессивный» облик: в нижней части циклов развиты глинистые сланцы, выше появляются прослои алевролитов и песчаников, и, наконец, в кровле часто залегают одна или несколько пачек массивных песчаников мощностью 10–40 м; мощность циклов 250–750 м. Причем с востока (от Аварского Койсу, где наблюдается максимальное содержание песчаников в составе нескольких циклов) на запад уменьшается песчаность отложений и одновременно увеличивается их мощность, однако общий характер цикличности сохраняется. В направлении с севера на юг песчаники и пачки флишоидного чередования глинистых сланцев и песчаников замещаются пачками глинистых и полосчатых глинисто-алевритовых сланцев; в то же время увеличивается мощность циклов. Таким образом, для верхнеплинсбахской толщи в целом характерны те же особенности структуры, что и для авандельтовой тоарской – цикличность «регрессивного» типа, уменьшение песчаности в южном и западном направлениях при параллельном увеличении мощности отложений. В связи с этим можно достаточно обоснованно считать, что в позднеплинсбахское время осадконакопление в северо-восточной части бассейна Большого Кавказа также происходило под влиянием дельты, предшественницы тоар-ааленской дельты. Кроме того, представляется вполне допустимым предполагать существование речной системы, дрениро-

вавшей область Северо-Восточного Предкавказья и ранее – очевидно со времени заложения прогиба Большого Кавказа, т.е., видимо, с синемюра.

Таким образом, из изложенного выше следует, что весь мощный лейас-ааленский терригенный комплекс Северо-Восточного Кавказа формировался под определяющим влиянием крупной реки и на обширной территории представлял собой отложения авандельты. Активные потоки, существование которых в значительной мере было обусловлено речным стоком, переносили со стороны наземной дельты преимущественно в юго-западном направлении большие массы осадочного материала. Свидетельством тому являются встречающиеся практически по всему разрезу желобообразные песчаные тела, ориентированные на юго-запад, пласты с однонаправленной косою слоистостью, образующие иногда многоэтажные системы с преимущественным наклоном слойков в том же направлении, и др. Поставлявшийся этими потоками осадочный материал в дальнейшем часто перерабатывался и перераспределялся волнением и вдольбереговыми течениями. Весьма характерным явлением при накоплении толщи было периодическое выдвигание и латеральная миграция песчаных лопастей авандельты или общее фронтальное выдвигание зон песчаного осадконакопления. Всем стратиграфическим подразделениям нижнеюрской – ааленской толщи присуще вполне закономерное на площади изменение их мощностей: к юго-западу, западу, юго-востоку они возрастают в основном вследствие увеличения мощности глинисто-алевритовых отложений, разделяющих песчаные горизонты. Последние, как хорошо видно из сопоставления разрезов, в различной степени удаленных от наземной части дельты, в юго-западном направлении (т.е. в сторону моря) расщепляются, в их структуре возрастают число и толщина глинисто-алевритовых пластов. Судя по отсутствию сколько-нибудь мощных пластов песчаников в верхнетоарских отложениях, выполняющих в верховьях р. Аварское Койсу Бижитинскую депрессию, песчаные горизонты к юго-западу выклиниваются. Напротив, к северо-востоку (в тех случаях, когда можно проследить одновозрастные отложения в нескольких разрезах) видна отчетливая тенденция к увеличению их песчаности, что приводит в итоге к однородному песчаному составу отложений и соответственно исчезновению видимой цикличности.

По размерам и времени существования дагестанская дельтовая система не имела аналогов в других районах Кавказского бассейна, хотя не вызывает сомнений, что по всему периметру водоема



**Рис. 1.15.** Схема строения лейас-ааленской толщи Дагестана вкрест простирания палеобассейна в пределах разных структурно-фациальных зон (А) и структура дельтового осадочного комплекса в центральной части Агвали-Хивской структурно-фациальной зоны (Б)

1 – глинистые и глинисто-алевритовые породы; 2 – песчаники; 3, 4 – выклинивание и внеслабное изображение слоев; 3 – слои глинисто-алевритовых пород в песчаниках, 4 – песчаники в глинисто-алевритовых отложениях; 5 – горизонты лав толеитовых базальтов и их лавобрекчий в пределах А-Д СФЗ; отрезками, перпендикулярными к залеганию слоев показано примерное положение изученных разрезов разных свит. Для удобства изображения увеличение мощности свит в юго-западном направлении на профиле показано в уменьшенном виде по сравнению с реальным градиентом изменения мощности отложений. Положение профиля Б на профиле А показано фигурной скобкой. Длина профиля Б около 40 км. Структурно-фациальные зоны: А-Х – Агвали-Хивская, М-А – Метлюта-Ахтычайская, А-Д – Алазань-Диндидагская

более мелкие реки стекали с окружающих территорий и выносили в море большое количество осадочного материала; т.е. по условиям формирования осадочного комплекса эта дельтовая система резко отличалась от других. Соответственно характер деятельности дагестанской реки должен был качественно отличаться от работы других рек. Поэтому, как нам кажется, вряд ли можно связывать появление дагестанского конуса с «работой» даже нескольких, но относительно небольших рек [Фролов, 1965; Халифа-заде, Магомедов, 1982]. Наиболее вероятным является образование дагестанской дельты вследствие деятельности крупной реки, дренировавшей как Восточное Предкавказье, так и южные районы Русской плиты и приносившей значительное количество достаточно зрелого терригенного материала. На прибрежной равнине река, очевидно, разделялась на два основных крупных рукава и ряд более мелких, что обусловило образование двух выступающих в море частей дельты разделенных заливом (до некоторой степени морфология дагестанской дельты близка к современной дельте р. Роны [Эллиот, 1990]). То обстоятельство, что региональные стратиграфические подразделения прослеживаются на значительной площади авандельты, свидетельствует в пользу авандельтового комплекса, образованного на всей территории по единому плану и связанного с деятельностью одного главного поставщика осадочного материала. Конечно, помимо основной реки участвовать в формировании дельты могли и более мелкие речки, стекавшие с окрестных возвышенностей. С ними, очевидно, следует связывать появление некоторых различий в составе тяжелой фракции, отмечаемых для юго-восточной и северо-западной частей дельты [Фролов, 1963; Халифа-заде, Магомедов, 1982]. Сходная картина была установлена для отложений продуктивной толщи древней дельты на территории Среднего Каспия [Батулин, 1947]: палео-Самур и другие реки, дренировавшие Восточный Кавказ, оказывали существенное влияние на состав терригенных осадков западной части дельты палео-Волги.

#### **Область влияния дельты на осадконакопление в бассейне Большого Кавказа**

Территория, на которой осадочные толщи формировались под непосредственным влиянием дагестанской палеореки занимала весьма значительную площадь. На юго-востоке района авандельтовый комплекс протягивается до южного края Агвали-Хивской СФЗ, а его дистальные части проникают в пределы Метлюта-

Ахтычайской СФЗ (см. рис. 1.15, А), о чем свидетельствует ряд общих черт в строении свит, выделяемых в этих зонах [Панов, Гуцин, 1993]. Таким образом, в современной структуре Восточного Кавказа влияние дагестанской палеореки на осадкообразование местами прослеживается вплоть до северных склонов Главного хребта. На западе отложения авандельты протягиваются по крайней мере до бассейна р. Аргун. Далее к западу (в бассейнах рек Асса, Армхи) появляются свидетельства поставки осадочного материала из других источников, не связанных с дагестанской авандельтой. На это, в частности, указывает изменение ориентации подошвенных бороздковых текстур, а соответственно и направления потоков, приносивших осадочный материал, с юго-западного и иногда западного в Центральном Дагестане на преимущественно южное, что, видимо, было обусловлено деятельностью относительно небольших рек, стекавших с северной суши. Взаимодействие дистальных частей дагестанского подводного конуса и, очевидно, существовавших здесь местных, относительно небольших конусов, определило возникновение довольно сложных взаимоотношений между различными геологическими осадочными телами, с чем и связаны существующие трудности в корреляции стратиграфических подразделений Дагестана и соседних с запада районов. Фактически деятельность дельты определяла условия осадконакопления на территории всей Агвали-Хивской СФЗ, а переход этой зоны к западу в иную – Дигоро-Осетинскую СФЗ обусловлен постепенным ослаблением ее влияния на седиментацию. С северо-запада на юго-восток область влияния дагестанской палеореки протягивалась не менее чем на 250 км. Естественно, на этой обширной территории обстановки осадконакопления различались. Как отмечалось при рассмотрении строения слагающих авандельтовый комплекс свит [Гаврилов, 1994, Панов, Гуцин, 1993], их мощность также существенно менялась на площади, увеличиваясь от разрезов, относительно приближенных к наземной дельте, к более удаленным. Эта тенденция хорошо видна при сравнении мощностей свит, приведенных в табл. 1.1: от района р. Аварское Койсу – Каракойсу к западу и юго-востоку происходит 1,5–3-кратное их возрастание. Та же тенденция прослеживается и в юго-западном направлении, что ясно проявляется при сопоставлении разрезов отложений авандельтового комплекса, накопившихся на разном расстоянии от берега (табл. 1.2). Учитываемая закономерные изменения мощностей и литологического состава отложений [Гаврилов, 1994;

**Таблица 1.1.** Соотношение мощностей свит в разных частях дельтового осадочного комплекса

Свиты	Агвали-Хивская СФЗ			Метлюта-Ахтычайская СФЗ
	Андийское Койсу – Чантыргун	Аварское Койсу	Чирагчай – Самур	
Игатлинская	100	130	700–950	1000
Датунская	400–700	420	1400–1900	2500
Батлукская	1300	1010–1160	3500	2250–2550
Ассабская	800–850	500	350–700	800–1000
Цекобская	700–800	350	?	500–900
Тлянубская	1250–1600	1150	?	1000

Примечание. Мощности (в м) приведены по [Панов, Гушин, 1993], а также по данным авторов

**Таблица 1.2.** Изменение мощности свит и подсвит в разрезах, в различной степени удаленных от наземной палеодельты (район р. Аварское Койсу)

Свита, подсвита	Расстояние между разрезами, км	Мощность, м		Различия в мощности, м	Градиент изменения мощностей, м/км
		северные разрезы	южные разрезы		
Ассабская	7	480–500	720	200–220	~31
Цекобская	6	340	500	160	~27
Тлянубская	4	700	1150	450	~112
Нижняя глинистая часть тлянубской св.	10	550	1250	700	~70
Верхнератлубская	5	190	300	110	~22

Панов, Гушин, 1993], общую картину строения тоар-ааленской толщи в направлении более мористых частей водоема (вкост простирания палеосклона) на участке в несколько десятков километров можно представить в виде схематичного профиля (район Аварского Койсу), показанного на рис. 1.15, Б. Далее в юго-западном направлении происходило дальнейшее увеличение мощности толщи и уменьшение песчаности отложений. Напротив, к северо-востоку от современных выходов на поверхность отложений тоара-аалена интенсивность прогибания уменьшалась и, судя по среднему градиенту изменения мощностей свит (см. табл. 1.1, 1.2), через 10–20 км область интенсивного прогибания сменялась более стабильной территорией, где формировалась преимущественно наземная часть дельты в виде достаточно обширной аккумулятивной равнины, подвергавшейся частичному затоплению в периоды трансгрессий.

Современные модели строения толщ (в частности, авандельтовых комплексов) в осадочных бассейнах показывают, что по мере удаления от берега, после их значительного «раздува», приуроченного к зоне склона водоема, происходит заметное сокращение мощности [Мур, Фуллам, 1979 и др.]. Сходная тенденция устанавливается и для J<sub>1-2</sub> Восточного Кавказа: если в Метлюта-

Ахтычайской СФЗ суммарная мощность верхнеплинских (~3000 м [Гушин, Панов, 1983]) и тоар-ааленских отложений (см. табл. 1.1) превышает 10000 м, то в пределах Алазань-Диндагской СФЗ, соответствовавшей осевому трогу раннеюрского – ааленского прогиба, мощность отложений того же возраста составляет не более 4000 м [Агаев, 1979; Панов, Гушин, 1993; Юра Кавказа, 1992] (см. рис. 1.15, А). Причем отложения осевого трога заметно отличаются от разбитых в смежных СФЗ: здесь в верхнеплинских – нижнетоарской и ааленской глинистых толщах залегают горизонты лав толеитовых базальтов и их лавобрекчий, достигающих мощности в несколько сотен метров и сопровождающихся диабазовыми силлами [Панов, 1988]. Вместе с тем, в толще верхов нижнего тоара – верхнего тоара, представленных в основном флишеидными песчано-алевритово-глинистыми отложениями, встречаются пачки массивных песчаников [Панов, 1988; Юра Кавказа, 1992], которые, видимо, генетически связаны с деятельностью дагестанской авандельты. Увеличение мощности осадочной толщи в пределах Метлюта-Ахтычайской СФЗ (см. рис. 1.15) может свидетельствовать о происшедшем здесь под влиянием веса осадков авандельты изостатическом прогибании доюрского фундамента.

Для всей многокилометровой толщи верхнего плинсбаха, тоара и аалена в пределах Метлюта-Ахтычайской и особенно юго-западной части Агвали-Хивской СФЗ характерна определенная цикличность, обусловленная совокупностью циклов в подавляющем большинстве регрессивного типа, для которых характерно закономерное увеличение снизу вверх по разрезу песчаности отложений [Гаврилов, 1994; Гушин, Панов, 1983; Панов, Гушин, 1993]. Образование нижних и верхних частей этих осадочных циклов происходило в существенно различных обстановках: на начальных этапах они формировались на фоне быстро развивавшихся трансгрессий, которые в дальнейшем прекращались и сменялись периодами выдвигания в водоем дельты дагестанской палеореки. Развитие трансгрессий или регрессий, их скорость и масштаб обуславливались совокупным действием нескольких факторов.

#### **Факторы, контролировавшие динамику формирования дельтового осадочного комплекса**

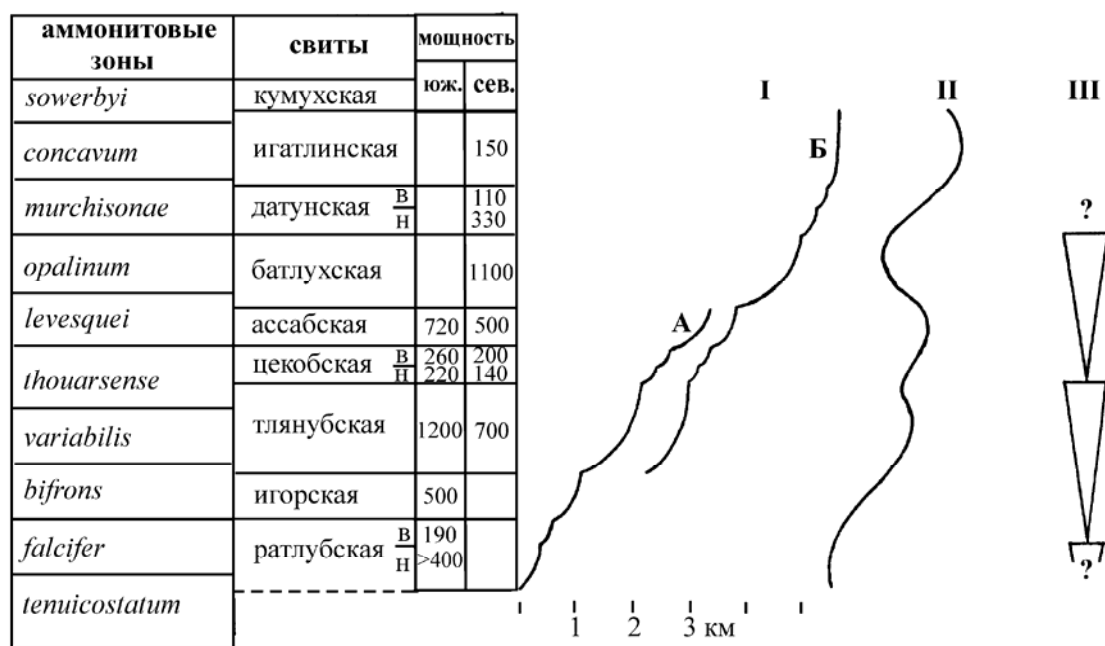
За сравнительно короткий срок (поздний плинсбах – аален) накопилась очень мощная толща терригенных осадков. Её образование было возможным только в условиях интенсивного прогибания ложа водоема. По строению прежде всего тоар-ааленской толщи можно судить о том, что прогибание происходило не равномерно, а импульсно: вначале темпы прогибания были максимальными, в дальнейшем процесс замедлялся или даже прекращался вовсе (рис. 1.16, I). Быстрое импульсное прогибание дна водоема было основным фактором развития региональных трансгрессий, определявших характер седиментации на начальных этапах формирования осадочных циклов 1-го порядка [Гаврилов, 1994]. Под влиянием трансгрессий происходило подтопление или даже общее отступление дельты, что сопровождалось резким уменьшением выноса в водоем грубозернистого материала; именно поэтому трансгрессивные этапы характеризовались в основном накоплением глинисто-алевритовых осадков. Противоположное влияние на миграцию береговой линии, а соответственно и на развитие трансгрессий оказывал такой фактор, как интенсивность выноса рекой значительных масс осадочного материала, который надстраивал дельту, способствовал ее росту и выдвиганию в водоем. Если на этапах интенсивного прогибания трансгрессии оказывались доминирующим процессом, то по мере замедле-

ния прогибания или его прекращения начиналось выдвигание дельты, сопровождавшееся усилением поставки в бассейн седиментации песчаного материала, который существенно обогащал верхние части циклов, образовавшихся за один этап прогибания.

Взаимодействие этих факторов – неравномерного импульсного прогибания и интенсивности выноса рекой значительных масс осадочного материала явилось основной причиной образования крупных регрессивных по структуре ритмов 1-го порядка.

Однако при значительном сходстве строения циклов существуют и некоторые различия между ними. Так, например, разные эпизоды выдвигания дельты в водоем существенно различались степенью проградации: в одних случаях она была сравнительно слабой, в других – приводила к образованию мощных песчаниковых толщ, местами угленосных; кроме того, для некоторых свит (например, датунской) не характерно отчетливо выраженное «регрессивное» строение. Эти и некоторые другие особенности формирования разных свит были обусловлены действием еще одного фактора, регулировавшего динамику развития трансгрессий и регрессий – эвстатическими колебаниями уровня моря (см. рис. 1.16, II).

Вопрос о влиянии эвстатических колебаний на осадконакопление в водоемах Кавказа рассматривался ранее [Гаврилов, 1989, 1994]. Было показано, что наиболее значительное по масштабам выдвигание дагестанской дельты в самом конце тоара – начале аалена было связано с происшедшим в то время падением уровня моря. Этот регрессивный эпизод зафиксирован не только во многих разрезах  $J_{1-2}$  Кавказа, но и Западной Европы и других районов мира [Гаврилов, 1989; Hallam, 1987; Naq et al., 1987]. В пределах Северо-Восточного Кавказа значительные массы песчаного материала, скопившиеся в предшествующий период в дельтовой области на периферии водоема, при понижении базиса эрозии начали активно размываться и выноситься в водоем, способствуя разрастанию и быстрому выдвиганию дельтовых фаций в область преимущественно морского осадконакопления. Другой эпизод, с которым связано выдвигание в водоем дельты, соответствует времени образования существенно песчаниковой нижней части ратлубской свиты и обусловлен падением уровня моря в начале раннего тоара [Гаврилов, 1989; Hallam, 1987]. В тоарском разрезе авандельты значительная обогащенность песчаным материалом характерна также для верхней части тлянубской свиты, которая, как отмечалось ранее [Гаврилов, 1994], также накапливалась в об-



**Рис. 1.16.** Схема изменения факторов, влиявших на формирование осадочной толщи

I – кривые прогибания ложа лейас-ааленского водоема, построены по южной (А) и северной (Б) сериям разрезов в бассейне р. Аварское Койсу; II – кривая колебаний уровня моря для бассейна Большого Кавказа (интервал колебаний измеряется несколькими десятками метров); III – предполагаемые сверхциклы в строении лейасовой толщи. В колонке «мощность» приведены значения для В – верхней части свиты, Н – для нижней

становке существенного выдвигания дельты в водоем. Этот эпизод датируется низами зоны *Gr. thouarsense* и был, видимо, относительно кратковременным. То, что в это время действительно происходило понижение уровня моря, подтверждается литологическими данными из других районов Северного Кавказа. Так, в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ в некоторых разрезах тоара (реки Урух, Ардон) обнаружены свидетельства существенного обмеления водоема, приведшего, в частности, к образованию горизонтов с биогермами. По фауне аммонитов период обмеления датируется зоной *Gr. thouarsense* (определения В.П. Казаковой), т.е. по времени совпадает с накоплением верхней части тлянубской свиты и, видимо, низов цекобской. Таким образом, эвстатические понижения уровня моря, в тех случаях, когда они совпадали по времени с этапами замедления прогибания ложа водоема, способствовали наиболее значительному выдвиганию дельты в водоем.

Эвстатическое повышение уровня моря оказывало различное по характеру влияние на формирование осадочной толщи, что зависело от совпадения с ним периодов интенсивного прогибания или его замедления. Так, например, нижнетоарская игорская свита в целом образовалась

на фоне повышения уровня моря. На начальном этапе формирования свиты, когда ложе водоема быстро прогибалось, оба этих процесса способствовали развитию трансгрессии и миграции дельты к северо-востоку. В дальнейшем при замедлении прогибания началось постепенное выдвигание дельты в водоем, что, однако, в некоторой степени сдерживалось происходившим в это время эвстатическим повышением уровня моря. Таким образом, на накопление толщи в это время влияли процессы, имевшие противоположную направленность. В результате произошло относительно умеренное обогащение песчаным материалом верхней части свиты. Напротив, на следующем этапе (при формировании тлянубской свиты) начавшееся интенсивное прогибание дна водоема совпало с продолжающимся и, видимо, усилившимся подъемом уровня моря, что привело к развитию мощной трансгрессии и существенному перемещению дельты к северо-востоку; в результате этого образовалась наиболее мощная глинистая толща во всем разрезе тоара (см. рис. 1.16).

Располагавшаяся к северо-востоку от области интенсивного прогибания более стабильная территория, на которой формировалась аккумулятивная равнина, во время импульсов интенсивно-



го прогибания в более южных частях бассейна также вовлекалась в погружение, но его величина была сравнительно невелика (видимо, не более первых десятков метров). Тем не менее этого было достаточно для развития быстрых трансгрессий. Колебания уровня моря были сопоставимы по амплитуде с прогибанием этой территории; соответственно их взаимодействие в одном или противоположном направлении в значительной мере влияло на перемещение береговой линии.

Общая реконструкция условий накопления лейас-ааленской толщи Северо-Восточного Кавказа в связи с действием таких мощных факторов, как прогибание ложа водоема, поставка рекой значительных масс осадочного материала и эвстатические колебания уровня моря, позволяет наметить следующую картину формирования отложений [Гаврилов, 1994].

В позднеплинсбахское время осадконакопление происходило в основном на фоне постепенного повышения уровня моря и в дальнейшем его относительно высокого стояния [Гаврилов, 1989; Hallam, 1987]; достоверные данные о резких падениях его уровня в настоящее время отсутствуют. Поскольку в Метлюта-Ахтачайской СФЗ, где обнажаются верхнеплинсбахские отложения, развиты в основном дистальные фации Дагестанского подводного конуса выноса, видимо, не все особенности развития осадочного бассейна нашли свое отражение в разрезе толщи. Тем не менее выделяемые здесь циклы регрессивного облика [Гаврилов, 1994; Панов, Гуцин, 1993] позволяют предполагать, что и на этом этапе формирование авандельтового комплекса осадконакопление контролировалось трансгрессивно-регрессивными циклами, которых было не менее восьми.

В самом начале тоара произошло довольно значительное эвстатическое падение уровня моря [Гаврилов, 1989; Hallam, 1987; Naq et al., 1987]; с этим эпизодом было связано отчетливо зафиксированное в разрезе Агвали-Хивской СФЗ выдвижение в водоем дельтовых отложений, в результате чего образовалась нижнератлубская толща с высоким содержанием песчаного материала. Однако в дальнейшем (во второй половине зоны *H. falcifer*) начала развиваться общая для Кавказа трансгрессия [Гаврилов, 1989; Казакова, 1987], обусловленная эвстатическим повышением уровня моря, на фоне которого формировался верхний цикл ратлубской свиты. Вначале эвстатическая трансгрессия совпадала с трансгрессией, обусловленной импульсом прогибания, но когда прогибание прекратилось и начался этап выдвижения дельты в водоем, эвстатика заметно

ослабила его по сравнению с тем, каким оно было во время образования нижнего цикла ратлубской свиты. В результате этого прежнего положения на территории авандельты достигли только передовые части дельтовой области песчаного осадконакопления. На протяжении зоны *H. bifrons* продолжалось эвстатическое повышение уровня моря и связанная с ним трансгрессия, что при образовании игорской свиты, так же как и в позднератлубское время, ослабляло процесс выдвижения дельты. Начало образования тлянубской свиты совпало с продолжавшейся трансгрессией, а второй этап, как отмечалось выше, – с эпизодом понижения уровня моря, в результате чего раннетлянубская трансгрессия и позднеатлянубское выдвижение дельты были достаточно мощными процессами, обусловившими образование контрастно построенного цикла.

Эвстатическое падение уровня моря (зона *Gr. thouarsense*) сменил в дальнейшем его подъем, который сопровождал формирование цекобской свиты. Последняя состоит из двух относительно небольших циклов мощностью 150–200 м, т.е. оба импульса прогибания были относительно небольшими по сравнению с предыдущим. Циклы характеризуются «регрессивной» структурой, но слабо выраженной контрастностью между их нижними и верхними частями: причем большая глинистость состава отложений верхнего цикла по сравнению с нижним является отражением образования циклов на фоне эвстатической трансгрессии. Последняя стадия этого этапа эвстатического подъема уровня моря, стабилизация и в дальнейшем начало его падения (во второй половине зоны *D. levesquei*) создавали фон, на котором накапливались отложения ассабской свиты: соответственно мощная начальная трансгрессия и сменившее ее выдвижение дельты в итоге проявились весьма отчетливо, что обусловило значительные различия между составом нижней и верхней частей свиты, т.е. контрастность в ее структуре.

Существенное падение уровня моря в самом конце тоара – начале аалена (примерно вторая половина зоны *D. levesquei* – зона *L. opalinum*) привело к тому, что, несмотря на мощный импульс прогибания, трансгрессия не получила существенного развития и незначительное отступление дельты в раннебатлукское время сменилось интенсивным выдвижением ее в водоем. В районе стратотипического разреза батлукской свиты по р. Аварское Койсу свита имеет облик отчетливого единого регрессивного цикла, для которого характерна высокая песчаность. Не исключено, что преимущественно песчанниковый состав свиты маскирует проявление еще одного

трансгрессивного импульса, с которым, видимо, можно связать появление в сопоставимой с батлукской свитой толще, развитой в верховьях р. Казикумухское Койсу, двух циклов регрессивного облика.

Последовавшее за периодом падения уровня моря его повышение привело к тому, что почти вся верхнеааленская толща накапливалась на фоне развивавшейся эвстатической трансгрессии. В связи с этим, несмотря на сохранившийся импульсный характер прогибания, выдвигания дельты в конце раннедатунского и позднедатунского трансгрессивных эпизодов не происходило, за исключением самого конца аалена, когда уровень моря на некоторое время стабилизировался (вторая половина игатлинского времени) и дельта несколько выдвинулась в водоем [Гаврилов, 1994].

Рассмотренные выше данные показывают, как при взаимодействии нескольких факторов (прогибание, эвстатические колебания уровня моря, интенсивность поставки рекой в водоем значительных масс осадочного материала) формировались крупные циклы регрессивного облика и объясняют причину появления различий между ними. Если принять продолжительность аммонитовой зоны приблизительно за 1 млн лет, то время образования этих циклов можно оценить от нескольких сотен тысяч лет до 1,5 млн лет. Длительность эвстатических колебаний уровня моря, активно воздействовавших на формирование структуры циклов, оценивается в первые миллионы лет; их следует рассматривать как эвстатические колебания 3-го порядка [Вейл, Митчем, 1982; Mitchum, Van Wagoner, 1991; Vail et al., 1977].

Связь терригенного, в частности дельтового, осадконакопления с трансгрессиями и регрессиями, а также причины, их вызывавшие, обсуждались и моделировались многими исследователями [Белт, 1979; Мак-Брейд и др., 1979; Allen, 1964; Collier et al., 1990; Dailly, 1975; Sloss, 1962 и др.]; причем изучение некоторых объектов позволило наметить количественные соотношения между погружением, поставкой осадочного материала и эвстатическими колебаниями [Heller, 1993]. В нашем случае на данном этапе исследования дагестанской палеодельты мы можем устанавливать в основном качественные взаимоотношения между этими параметрами, определявшими динамику накопления осадочной толщи; вместе с тем в дальнейшем вполне реальной является перспектива дать им количественную оценку.

Крупные циклы, выделяемые в качестве подсвит и свит, имеют мощность от нескольких сотен метров до километра и более. При этом намечается следующая тенденция: мощности цик-

лов в лейас-ааленской толще закономерно меняются по разрезу (см. рис. 1.16). В ряду: верхнератлукская подсвита → игорская свита → тлянубская свита увеличивается мощность каждого последующего члена ряда. Следующий ряд: нижнецекобская подсвита → верхнецекобская подсвита → ассабская свита → батлукская свита демонстрирует ту же закономерность. Указанные ряды, как нам представляется, можно рассматривать как два сверхцикла (см. рис. 1.16, III). Характерно, что их начало и конец приблизительно совпадают с эвстатическими подъемом и падением уровня моря. Нижнератлукская подсвита, образовавшаяся также в период падения уровня моря, по-видимому, является венчающим элементом предыдущего сверхцикла, нижняя часть которого в пределах Агвали-Хивской СФЗ не обнажается. Что касается верхнеааленских свит, то они, так же как и свиты в нижних частях сверхциклов, формировались на фоне развивавшейся эвстатической трансгрессии, но произошедшая в самом начале байоса тектоническая перестройка всего Большого Кавказа существенно изменила характер прогибания, и возможный следующий сверхцикл не образовался. Вместе с тем интересно отметить, что на байос-батском этапе развития Северо-Восточного Кавказа мощности ниже- и верхнекумухской, ниже-, средне- и верхнецудахарской подсвит, которые выделяются в толще J<sub>2</sub>b-bt, образуют следующий ряд: 120 → 130 → 190 → 250 → 650 м (по р. Каракойсу), т.е. обнаруживается картина, схожая с отмеченной для лейаса-аалена, когда каждая последующая подсвита по мощности в большей или меньшей мере превышает предшествующую.

Помимо крупных циклов регрессивного облика (циклы 1-го порядка), выделяемых в качестве подсвит и свит, для лейас-ааленской толщи характерны также более мелкие циклы 2-го порядка мощностью в несколько десятков метров, которым также свойственна структура регрессивного типа [Гаврилов, 1994]. Появление в разрезах этих циклов связано с относительно кратковременной проградацией в водоем зон песчаного осадконакопления. В одних случаях они, видимо, представляли собой песчаные лопасти дельты, которые могли мигрировать в латеральном направлении вслед за изменением положения питающих их рукавов наземной дельты; в других – появление циклов было обусловлено фронтальным выдвиганием области песчаной седиментации, что было характерно в основном для заключительной стадии формирования циклов 1-го порядка. Таким образом, на фоне общей програда-

ции дельты происходили пульсационное усиление и ослабление поступления песчаного материала в водоем. Так, например, верхняя (наиболее песчанистая) часть разреза тлянубской свиты распадается на несколько циклов мощностью 50–70 м (см. рис. 1.15, Б) [Гаврилов, 1994], которые прослеживаются на достаточно широкой площади (многие десятки километров). Образование этих циклов может быть связано с действием тех же причин, которые обуславливали образование крупных циклов 1-го порядка, т.е. прогибанием, эвстатическими колебаниями уровня моря, вариациями в интенсивности выноса рекой осадочного материала. Однако такого рода флуктуациям, обусловленным перечисленными факторами, была свойственна существенно иная продолжительность, исчисляемая несколькими десятками тысяч лет. Колебания уровня моря в этом случае следует связывать с эвстатическими колебаниями 4-го или даже 5-го порядка [Mitchum, Van Wagoner, 1991]. Прогибание (если оно являлось ведущим фактором) должно было быть не плавным, а носить дискретный характер. Наконец, на усиление или ослабление поступления песчаного материала в водоем могли оказывать влияние климатические флуктуации, обусловленные циклами Миланковича и др. [Algeo, Wilkinson, 1988; Goodwin, Anderson, 1985; Imbrie, Imbrie, 1980 и др.]. Однако в настоящее время трудно достаточно определенно установить, какой из указанных факторов (или их сочетание) играл ведущую роль в формировании цикличности 2-го порядка в лейас-ааленской толще.

Оценка батиметрии водоема при накоплении осадков разного типа показывает, что в разрезах  $J_{1-2}$  конуса выноса (в пределах Агвали-Хивской СФЗ) отсутствуют отложения, образовавшиеся на значительных глубинах. Верхние песчаниковые части крупных регрессивных циклов, согласно многочисленным структурно-текстурным характеристикам отложений, образовывались на небольших глубинах [Гаврилов, 1994; Фролов, 1965] – в разное время от нескольких десятков до первых метров. При накоплении нижних (глинистых) частей циклов в результате быстрого прогибания глубина водоема возрастала. Однако она не могла превышать мощности цикла, так как к концу его образования, как правило, опять устанавливались сравнительно мелководные условия. Исходя из мощности циклов, максимальная глубина водоема при накоплении глинистых толщ на некоторых этапах, очевидно, могла достигать нескольких сотен метров, но вследствие высоких скоростей осадконакопления быстро изменялась в сторону уменьшения. Воз-

можно, что в самых южных районах Агвали-Хивской СФЗ, а также в пределах Метлюта-Ахтычайской СФЗ, где мощности отложений возрастают, глубины бассейна на этапах интенсивного погружения ложа водоема могли быть больше.

Поскольку в конце образования циклов 1-го порядка в пределах Агвали-Хивской СФЗ происходило в значительной мере компенсационное заполнение объема водоема осадками, рассчитанные величины скоростей накопления осадочных толщ для разных циклов можно рассматривать как усредненную величину скорости прогибания. Так, например, как уже отмечалось для района стратотипического разреза тлянубской свиты, эта величина равна приблизительно 1 м/тыс. лет; учитывая, однако, что прогибание наиболее интенсивным было на начальных этапах формирования ритмов, оно в это время, видимо, достигало нескольких метров, а возможно, даже нескольких десятков метров в тысячу лет.

В заключение рассмотрения изложенной выше общей схемы развития дельтового комплекса, отметим следующее.

Осадконакопление в северо-восточной части Кавказского бассейна на протяжении позднего плинсбаха – аалена (вполне вероятно, что с самого начала юрского развития прогиба Большого Кавказа) определялось действием крупной реки, формировавшей значительный по объему дельтовый комплекс. Режим работы дельты во многом регулировался такими факторами, как прогибание ложа бассейна, интенсивность поставки рекой в водоем значительных масс осадочного материала, колебания уровня моря. Прогибание носило пульсационный характер, причем в начале каждого импульса интенсивность прогибания была максимальной, в дальнейшем оно замедлялось и, возможно, даже прекращалось. Соответственно, на начальных этапах каждого импульса развивалась быстрая трансгрессия, обуславливавшая перемещение дельты к северо-востоку; этот этап характеризовался накоплением преимущественно глинисто-алевритовых осадков в области авандельты. В дальнейшем (по мере замедления прогибания и вследствие привноса рекой значительных масс осадочного материала) происходило наращивание дельты и ее выдвигание в водоем. В результате такого характера прогибания в сочетании с деятельностью палеореки в пределах авандельты формировались крупные (многие сотни метров – километр и более) осадочные циклы, построенные по регрессивному типу. В юго-западном направлении интенсивность прогибания возрастала. Понижения или

повышения уровня моря (преимущественно эвстатические) в зависимости от их соотношения с различными этапами прогибания могли по-разному влиять на характер осадконакопления: а) усиливать развитие трансгрессии при совпадении этапов интенсивного прогибания ложа водоема с эвстатическим повышением уровня моря; б) способствовать наиболее значительному продвижению в водоем дельтовых отложений при эвстатическом понижении уровня моря и замедлении или прекращении в это время прогибания дна бассейна; в) сглаживать контрастность обстановок осадконакопления в начале и конце определенного импульса прогибания при противоположной направленности воздействия прогибания и колебаний уровня моря на развитие трансгрессии или выдвигание дельты.

На перераспределение накоплений осадочного материала и структуру толщи, очевидно, оказывали влияние местные, локальные тектонические движения, а также различия в общей (абсолютной) величине прогибания ложа водоема в пределах обширной площади, которую занимали наземная дельта и авандельта. Таким образом, развитие дельты и авандельты было функцией нескольких факторов, различавшихся по степени их влияния на условия формирования осадочной толщи, но каждый из которых вносил свой вклад в этот процесс.

### Осадконакопление в байос-батское время

После региональной тектонической перестройки в начале байоса наступил новый этап развития Большого Кавказа, и, в частности, его восточной части, который характеризовался существенно иным режимом седиментации по сравнению с лейас-ааленским. На этом этапе развития бассейна дельта переместилась на значительное расстояние к северу и уже не оказывала столь сильного влияния на формирование структуры осадочной толщи. Поэтому в байос-батское время накапливались отложения иные по своим структурным характеристикам.

Общая геологическая и стратиграфическая характеристика байос-батских отложений приведена в [Безносков, 1967], поэтому остановимся только на некоторых седиментологических особенностях этих толщ.

В основании байос-батского разреза залегает *кумухская свита* (нижний байос). В дагестанских разрезах между кумухской свитой и подстилающими её отложениями наблюдаются следы размыва; причем западнее Андийского Койсу размыв фиксируется как по литологическим признакам, так и по срезанию части подстилающей

толщи. Во многих местах в основании кумухской свиты залегает известковистый пласт с перемытыми конкрециями, белемнитами, Fe-оолитами (см. рис. 1.14); в других районах – это органо-обломочный известняк. Верхняя граница кумухской свиты (переход к цудахарской) практически повсеместно представлена поверхностью размыва либо перемыва осадков [Безносков, 1967].

Кумухская свита в районах, где мы её изучали (Каракойсу, Аварское Койсу) подразделяется на 2 части. Нижняя подсвита представлена алевролитскими аргиллитами и алевролитами с двумя горизонтами песчаников (на рис. 1.14 отмечены цифрами I и II). На некоторых интервалах прослеживается чередование глинистых и песчаных пластов. Довольно часто границы между пластами бывают нечеткими, размытыми вследствие интенсивной биотурбации. Там, где границы пластов отчетливые, на их кровле видна рябь, а на ровных подошвах изредка встречаются слабо выраженные знаки течений (в разрезе р. Каракойсу – с субширотной ориентацией). Иногда в песчаных пластах в их нижней части прослеживается тонкая горизонтальная слоистость, а в верхней – конволлютная; вместе с тем отмечается и перекрестная пологая косая слоистость. Эти признаки свидетельствуют о том, что периодически в область глинистой седиментации происходил привнос более грубого материала, но гидродинамический режим характеризовался слабой активностью, совершенно несравнимой с той, которая существовала в этом регионе в лейас-ааленское время.

Особый интерес представляют два горизонта зеленовато-серых песчаников в нижнекумухской подсвите, мощность которых достигает 15–20 м и более (см. рис. 1.14). Появлению песчаников в разрезах предшествует увеличение содержания песчаного материала в подстилающих отложениях. Форма этих песчаных тел – линзовидная, по простиранию они расщепляются и выклиниваются. Интересно то, что в них практически отсутствуют какие-либо структурно-текстурные признаки, песчаники в основном сложены монотонной мелкозернистой песчаной массой. В связи с этим трудно однозначно трактовать их генезис. Не исключено, что образование этих песчаных тел связано с деятельностью вдольсклоновых течений. Один из возможных механизмов их образования рассмотрен в работе [Панов, Стафеев, 2000].

Верхнекумухская подсвита представлена преимущественно темными глинистыми алевролитами. На некоторых интервалах содержание алевролитового материала возрастает, что сопровождается интенсификацией переработки отло-

жений в результате биотурбации. Накопление этих отложений происходило в более глубоководных и ещё более спокойных условиях, чем нижнекумухской подсвиты.

**Цудахарская свита** (верхний байос – бат) в районе, где проводились исследования, имеет трехчленное строение, подразделяясь на нижнюю ( $J_2b_2$ ), среднюю ( $J_2b_2 - bt_1$ ) и верхнюю ( $J_2bt_1$ ) подсвиты. Общегеологическое и стратиграфическое описание свиты приведены в [Безносков, 1958, 1960, 1967; Казакова, 1956 и др.].

Отложения нижней подсвиты (~240 м) представлены чередованием аргиллитов, алевролитов и переслоя пластов глинисто-алевролитовых и песчаных пород. Песчаники светло-серые, мелкозернистые (по гранулометрии близки к алевролитам). Мощность пластов от нескольких см до 0,5 м.

В некоторых маломощных (0,1 м) пластах отмечается многоэтажная однонаправленная косая слоистость. Характерно появление линзовидности пластов, что обусловлено срезанием их кровли местами на 2/3 их мощности. Между пластами песчаников – частый переслой: глинистые слойки 1–2 см, песчаные – 1–3 см с рябью на кровле. Если в кумухской свите биотурбация проявлялась в интенсивном перемешивании осадка зарывающимися организмами, то здесь преобладают следы ползающих организмов, причем характер следов весьма разнообразный.

В верхней части толщи отмечается пачка флишоидного облика: переслой слойков серых алевритистых аргиллитов и пластиков серых мелкозернистых песчаников (алевролитов). Кровля последних интенсивно переработана биотурбацией. Ближе к верхам толщи появляются признаки усиления гидродинамической активности водоема: так, например, отмечен размыв пласта песчаника и уменьшение его мощности от 0,4 до 0,1 м на протяжении всего 2 м. На подошве песчаных пластов отмечаются мелкие эрозионные знаки (рифли); ориентация их ~210–220° Ю-З, что в общем очень близко к ориентации потоковых знаков в лейас-ааленской толще. Однако степень выраженности этих знаков здесь намного слабее. Пласты песчаников (иногда до 1 м) в основном горизонтальнослоистые. На интервалах со следами усиления гидродинамики сокращается количество или вовсе исчезают следы биотурбации осадков.

Отложения средней подсвиты (~250 м) в нижней части представлены достаточно чистыми темными аргиллитами с многочисленными конкрециями. На некоторых интервалах в них появляются тонкие алевритовые прослои (не более

1 см), из-за чего отложения приобретают полосчатый облик. В верхней половине толщи отмечено несколько уровней конкреций с текстурой *cone-in-cone*, а также пласт серых карбонатных аргиллитов с известковыми стяжениями. Накопление отложений верхней части подсвиты происходило в постепенно мелеющем водоеме.

Переход от средней подсвиты к верхней (около 300 м) сравнительно постепенный – породы светлеют и становятся заметно более алевритистыми, серыми. Толща имеет полосчатый облик за счет переслаивания алевритистых аргиллитов и прослоев песчаников, мелкозернистых, иногда с мелкой косою слоистостью. Карбонатные конкреции почти исчезают, но сульфидных стяжений встречается много. Пачки глинисто-алевритовых отложений чередуются с пачками частого переслаивания слойков серых алевритистых аргиллитов (1–3 и до 10 см) и прослоев песчаников, мелкозернистых, обычно горизонтальнослоистых. Отложения, как правило биотурбированы. Выше в разрезе появляется толща массивных песчаных алевролитов; первоначальная седиментационная дифференциация на более и менее глинистые слои затушевывается интенсивной биотурбацией отложений. В толще наблюдаются небольшие эрозионные ложбинки (результат потокового размыва осадков), а на одном из интервалов – в основании мощного (50–60 м) интервала песчаных алевролитов отмечена довольно крупная эрозионная ложбинка, мощностью до 6 м. В верхней части подсвиты залегает горизонт перемыва отложений и горизонт конденсации в виде скопления конкреций и остатков фауны (здесь же найдены фрагменты аммонитов, в том числе *Oppelia* sp., определение Д.И. Панова). Эта часть толщи характеризуется чередованием уровней более глинистых и более песчаных отложений.

По сравнению с отложениями средней подсвиты осадки верхней подсвиты накапливались в более мелководных обстановках (хотя уже в верхах разреза средней подсвиты намечается тенденция к обмелению). Причем относительные колебания уровня моря, очевидно, обуславливали чередование уровней различного гранулометрического состава и активизацию или ослабление гидродинамического режима бассейна осадконакопления. Представляется возможным рассматривать отложения средней и верхней подсвит как единый седиментационный цикл, начало которого ознаменовано резким углублением бассейна, в дальнейшем постепенно компенсационно заполнявшегося осадками, в которых запечатлелся тренд к обмелению водоема.

Сравнение лейас-ааленских и байос-батских отложений показывает, что им присущи существенно различные текстурно-структурные характеристики, свидетельствующие о различных механизмах поставки в зону седиментации осадочного материала. За исключением редких проявлений сравнительно слабой потоковой активности (песчаники кумухской свиты, эрозионные ложбины верхов цудахарской свиты) поставка осадочного материала, очевидно, происходила за счет энергии

морских течений, волнения моря. В формировании текстурных характеристик отложений байос-батского бассейна неизмеримо возросла роль биотурбации отложений, что на некоторых интервалах приводило к их радикальной переработке (на предыдущем этапе только в отложениях батлукской свиты иногда активность биотурбации была столь же высока). Также как и в лейас-ааленское время колебания уровня моря играли существенную роль в регулировании режима седиментации.

## ГЛАВА 2. ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА В ЦЕНТРАЛЬНО- И ЗАПАДНОКАВКАЗСКОМ СЕГМЕНТАХ БАСЕЙНА СЕДИМЕНТАЦИИ

### Литолого-фациальная характеристика отложений и условия их образования

Для районов центрального и западного сегментов бассейна седиментации Большого Кавказа целесообразно вначале охарактеризовать обстановки осадконакопления, существовавшие в пределах **Дигоро-Осетинской** и **Восточно-Балкарской СФЗ**, где прослеживается наиболее полный разрез юрских терригенных толщ, а затем в сравнительном аспекте рассмотреть отложения более северных и более южных частей бассейна, где развиты разрезы, по тем или иным причинам характеризующие бассейн на отдельных этапах его развития.

Несмотря на то, что Дигоро-Осетинская СФЗ в целом рассматривается как единая зона, в ее пределах выделяются северная и южная подзоны; разные подзоны развивались (прежде всего на начальных этапах) в самостоятельном, индивидуальном режиме.

В южной подзоне и южных разрезах северной подзоны в основании юрского разреза залегает *садонская свита*, возраст которой синемюр – нижний плинсбах [Панов, 1997 и др.]. Свита подразделяется на две неравноценные по объему части. Нами изучалась нижняя терригенная часть свиты.

Нижняя часть свиты – «графитовый» горизонт по [Варданянц, 1935] представлена терригенными отложениями: конгломератами, гравелитами, песчаниками алевролитами, углистыми глинистыми породами; слагающий их материал зачастую характеризуется слабой окатанностью. В этих отложениях отмечаются многочисленные растительные остатки, в том числе фрагменты стволов растений, встречаются диагенетические конкреции. Редкие находки фауны представлены пелециподами и брахиоподами. Для отложений этого горизонта характерна существенная фациальная изменчивость, а также значительные вариации его мощности на сравнительно небольших расстояниях.

Этот комплекс признаков, с одной стороны, говорит в пользу озерно-болотных обстановок, а с другой (спорадические находки фауны брахиопод) в пользу морских условий. В целом обстановку седиментации можно определить как систему водоемов, располагавшихся на слабосхолмленной поверхности доюрского основания. Режим водоемов был нестабильным: в преимущественно пресно-

водные озерно-болотные системы эпизодически поступали морские воды, что обуславливало проникновение в них морской фауны. Осадочный материал сносился как с северной суши, так и с внутренних поднятий.

Верхняя часть садонской свиты представляет собой вулканогенно-осадочный андезит-дацитовый комплекс. Ареал его распространения протягивается в субширотном направлении от верховьев р. Урух на западе до правобережья р. Фиагдон на востоке, т.е. на расстояние более чем 60 км, при ширине этой полосы менее 10 км. В западных областях развития андезит-дацитового комплекса преобладает перемытый вулканогенно-осадочный материал, образующий ритмически-слоистую толщу. Подобного рода отложения почти отсутствуют в восточных обнажениях. Это обстоятельство, по мнению А.А. Цветкова [1977], свидетельствует об относительной приподнятости рельефа восточной зоны; одновременные излияния лав здесь повсеместно происходили на большом пространстве в континентальных условиях. Некоторые лавовые потоки прослежены А.А. Цветковым на протяжении 10 км, несколько потоков андезитовых лав в западной части Северной Осетии протягиваются на расстояние более 20 км, вероятно, кулисообразно продолжая друг друга по простиранию. Мощность потоков от нескольких метров до нескольких десятков метров. Дацитовые дайки, ориентированные, как правило, в северо-западном направлении, в юрское время служили подводными каналами покровных излияний. Дайки сконцентрированы вблизи вулканических центров, в настоящее время денудированных.

Для понимания динамики формирования андезит-дацитового комплекса в контексте образования осадочных толщ в Кавказском бассейне в целом, важно знать внутреннюю структуру разреза вулканогенно-осадочной толщи. В этом отношении по сравнению с восточной частью Дигоро-Осетинской СФЗ, где преобладали лавовые излияния в континентальных условиях, наиболее информативной является её западная часть – область преимущественного накопления отложений в субаквальных условиях. Как отмечает А.А. Цветков, магматическая деятельность в пределах западного района была трехфазной. Каждая фаза выделялась совокупностью вулканогенно-осадочного, пирокластического и лавового мате-

риала, образовавшихся за один цикл извержения. Максимальной активности вулканизм достигал во вторую фазу, о чем свидетельствуют максимальные мощности горизонтов. Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы представлены различными по гранулометрии туфопесчаниками, туфогравелитами, туфобрекчиями, алевритовыми туффитами, конгломератами и гравелитами с окатанной галькой андезитов, яшмоподобными сливными туфосланцами. Обращает на себя внимание наличие внутри толщи горизонтов конгломератов, что, несомненно, свидетельствует о существовавших во время образования толщи эпизодов перемыва уже накопившихся пород. Нам представляется весьма важным вывод А.А. Цветкова о том, что формирование андезит-дацитового комплекса здесь являлось циклическим процессом на фоне прибрежно-морских условий аккумуляции магматических и осадочных образований. Причем ландшафтная ситуация, видимо, не была стабильной, и береговая линия периодически мигрировала в меридиональном направлении, а соответственно морские условия сменялись континентальными. Это приводило к развитию на поверхности вулканических и вулканогенно-осадочных пород торфяников, что обусловило в дальнейшем формирование пластов каменного угля мощностью от первых дециметров до первых метров.

В восточной части ареала распространения андезит-дацитового комплекса также устанавливается его неоднородность. Так в частности, внутри него прослеживается уровень развития вулканогенно-осадочных пород – туфопесчаников, вулканомиктовых песчаников, иногда туфобрекчий, который Р.В. Голева предлагала выделить под названием «внутриформационного горизонта» [Голева, 1960]. Л.А. Варданянц [1935] отмечал местами внутри толщи горизонт желтых кварцевых песчаников.

В кровле садонской свиты, как правило, залегают горизонты конгломератов или гравелитов (см. приложение, фототаблица 6, Г), то есть происходил размыв толщи перед началом следующего этапа – накоплением мизурской свиты. Вместе с тем, следует отметить, что в глинисто-алевролитовых отложениях низов мизурской свиты в некоторых местах, например, в верховьях р. Урух, встречаются вулканогенные горизонты небольшой мощности (первые метры).

*Мизурская свита* (верхний плинсбах) объединяет три различные в литологическом отношении толщи: фытынские, фараскатские и мизурские слои [Безносков и др., 1960], которые в дальнейшем было принято рассматривать как под-свиты [Панов, 1997]. При обсуждении материала нам удобнее использовать первоначальные названия подразделений свиты.

Разрезы мизурской свиты Дигоро-Осетинской и Восточно-Балкарской СФЗ в целом схожи по структуре и возрасту, поэтому рассмотрим их совместно. При этом следует учитывать, что разрез Черка Бе-зенгийского (Восточно-Балкарская СФЗ) занимает особое место на профиле, так как был расположен (прежде всего в позднеплинсбахское время) ближе других к берегу в связи с чем в нем зафиксированы некоторые особенности отложений, которые в других разрезах выражены менее рельефно.

В основании терригенного разреза Дигоро-Осетинской и Восточно-Балкарской СФЗ залегают фытынские слои – базальные грубозернистые отложения. В самом северном разрезе Дигоро-Осетинской СФЗ у с. Лезгор на эродированной поверхности палеозойских гранитов лежат пласты гравелитов и песчаников, сложенные кварцевым и слюдистым (мусковитовым) материалом, представляющим собой продукты разрушения гранитов. В песчаниках встречаются линзочки углистого вещества, растительные остатки; а также включения гальки, в основном плохоокатанной.

Южнее, в разрезе у с. Фараскат (рис. 2.1) в основании фытынских слоев расположена пачка (6–7 м) гравелитов и песчаников, по составу аналогичных развитым у с. Лезгор; в одном из пластов грубозернистых песчаников наблюдается крупная однонаправленная косяя слоистость с падением слойков в северных румбах (см. фото на рис. 2.1.). Базальная пачка перекрывается толщиной (~30 м) переслаивания мелкозернистых песчаников и песчаных алевролитов: чередуются слои, сложенные сравнительно рыхлым материалом и слои, в которых терригенный материал сцементирован карбонатом. Здесь встречаются скопления фрагментов стеблей, листьев, часто залегающих под углом к напластованию; отмечаются также субвертикальные трубочки – следы корневой системы растений. Слоистость выражена слабо и проявляется в основном при выветривании песчаников (распадаются на плиточки толщиной до 1 см).

Интересной особенностью пачки является то, что в её нижней части залегают два линзовидных горизонта песчаных известняков. Длина линз до 10 м и более, мощность – около 0,5 м (см. рис. 2.1.). Порода представляет собой скопление раковин пеллеципод, заключенных в песчаном цементе. По данным В.П. Казаковой [1958] среди них преобладают представители родов *Entolium*, *Astarte*, *Pholadomya*. Размер раковин от долей см до 10 см. Большинство створок лежит выпуклой стороной кверху, замок у многих крупных раковин ориентирован к северу. В верхней части пластов известняков залегают тонкие, наклоненные к югу слойки песчаного материала.



Восточно-Балкарская СФЗ

р. Черек Безенгийский  
(р. Эльсу)

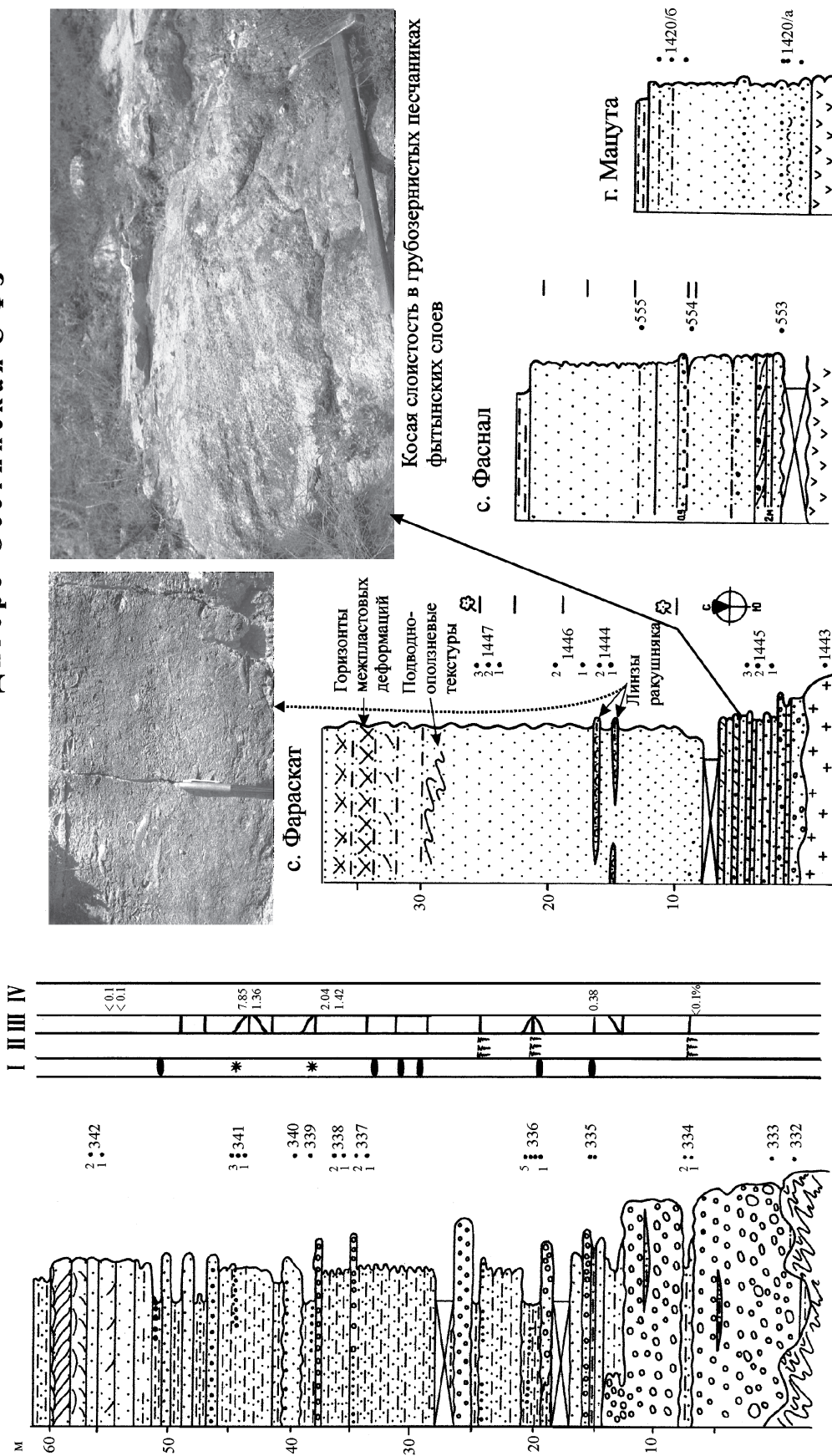


Рис 2.1. Разрезы фытынских слоев Восточно-Балкарской и Дигоро-Осетинской СФЗ

И — конкреции (линзы — сидеритовые, звездочки — пиритовые); Ш — ризиды; ШШ — битуминозные выделения (горизонтальные штрихи — линзочки, согласные напластованию, наклонные — секущие слоистость, IV — содержание  $S_{орг}$  в породе в %

В верхах песчаниковой пачки отмечаются характерные текстуры, присущие пластическим деформациям слоев, а также признаки перемещения слоев вдоль плоскостей напластования.

В следующем к югу разрезе у с. Фаснал фытынские слои (около 20 м, см. рис. 2.1; см. приложение, фототаблица 6, В) представлены песчаниками с горизонтом гравелитов в основании (2–2,5 м); линзы и прослои гравелитов встречаются и выше. В песчаниках прослеживается однонаправленная косая слоистость, но в разных пластах ориентация наклона слоев различная. Встречаются единичные глинистые слойки (несколько см), отмечены также линзочки угля и редкие пласты серых плохосортированных алевролитов. В составе песчаников преобладает кварцевый материал.

В Штулу-Харесской депрессии в разрезе у г. Мацута в базальной пачке (около 13–14 м), преобладают средне- и крупнозернистые песчаники, гравелиты, встречаются редкие включения гальки.

Таким образом, базальные слои терригенного разреза сложены гравелитами, песчаниками, подчиненное значение имеют пласты плохосортированного алевролита, часты включения обугленных растительных остатков, встречаются прослои угля, нередко следы корней растений, часто отмечается однонаправленная косая слоистость. Морская фауна, как правило, отсутствует. Структура фытынской толщи везде примерно одинакова: в основании преобладают наиболее грубые отложения (гравелиты с включениями плохоокатанной гальки), которые выше сменяются песчаниками. Состав пород преимущественно кварцевый.

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы.

В Дигоро-Осетинской СФЗ отложения, относимые к фытынским слоям, сложены местным материалом – продуктами разрушения палеозойского фундамента. Возможно, с ними можно коррелировать пачку крупнозернистых песчаников, перекрывающих породы садонской свиты и являющихся продуктами её разрушения. Накопление отложений происходило в основном в континентальных временных водоемах (озерах), которые эпизодически заболачивались, осушались, а на осадках развивалась растительность. Растительный материал здесь имел преимущественно автохтонный характер. Иногда ненадолго море ингрессировало вдоль понижений в рельефе, с чем связано появление линз песчаных известняков. Накапливавшиеся осадочные массы в дальнейшем могли частично денудироваться, из-за чего мощность этих отложений невелика.

Отсутствие мощных континентальных толщ свидетельствует о том, что территория, располо-

женная к северу от зоны накопления садонской свиты длительное время (до начала позднего плинсбаха) была относительно приподнята, осадочный материал сносился с неё в центральные части прогиба Большого Кавказа и, видимо, участвовал в образовании отложений кистинской свиты. Терригенный материал мог поступать туда транзитом через зону накопления вулканогенной садонской свиты. Во время образования отложений фытынских слоев началось, видимо, медленное опускание суши и осадочный материал стал накапливаться на ранее активно денудировавшейся территории.

Схожая с разрезами Дигоро-Осетинской СФЗ, но гораздо более рельефно выраженная структура толщи фытынских слоев характерна для наиболее северного разреза – в Восточно-Балкарской СФЗ по р. Черек Безенгийский. Здесь толща ложится на палеозойские кристаллические сланцы (см. рис. 2.1). Отчетливо видно, что рельеф существовавшей ранее территории был холмистым – хорошо прослеживаются западины и выступы с перепадом в несколько метров (в пределах обнажений).

В западинах встречаются линзовидные горизонты углистых глинистых алевролитов со следами корней растений и прослойками угля, накопление которых происходило в небольших заболачивающихся водоемах. На кристаллические сланцы, которые вблизи контакта довольно рыхлые вследствие раннеюрского выветривания, резко несогласно ложится толща конгломератов.

В конгломератах преобладает кварцевая галька, угловатая, слабоокатанная; размер гальки 1–3 см, в нижней части толщи до 10 см; нередко угловатые обломки кристаллических сланцев. Цементирует конгломераты песчано-слюдистая масса, являющаяся также продуктом разрушения палеозойских сланцев. В конгломератах местами залегают линзы (0,2–0,3 × 1,0–1,5 м) грубозернистого кварцевого песчаника. На некоторых уровнях встречаются прослои буровато-серого слюдястого алевролита, в котором отчетливо прослеживаются следы корней растений. На плоскостях напластования залегают многочисленные растительные остатки, образующие углистые линзочки. В нижней части толщи встречаются эрозионные врезы в подстилающие отложения (см. рис. 2.1), образованные относительно кратковременными потоками; эти врезы заполнены иными по гранулометрическому составу породами, чем слои, в которые они внедрились. Внутри некоторых слоев по их простиранию отмечаются быстрые изменения гранулометрии отложений: мелкогалечный пудинговый конгломерат через несколько метров переходит в песчаник.

В верхней половине толща представлена чередованием пластов алевролитов, песчаников различного гранулометрического состава и гравелитов; конгломераты практически отсутствуют. Если в низах толщи развиты сидеритовые стяжения, то в верхах появляются также сульфидные (пиритовые).

Весьма характерным для этих отложений является обилие в них битумоподобных линзочек, прожилков, которые ориентированы незакономерно, часто секут слоистость, то есть налицо признаки миграции битумов.

Венчают фытынские слои пачка песчаников (8–9 м), крупно- и среднезернистых, пласты выдержаны по простиранию и тех изменений, которые наблюдались в более низких горизонтах, здесь нет. В песчаниках появляется косая слоистость, которая в пределах одного пласта имеет характер однонаправленной, но в смежных пластах ориентирована по-разному.

Таким образом, для фытынских слоев Восточно-Балкарской СФЗ установлено следующее. В отложениях отсутствует морская фауна, окатанность гальки конгломератов слабая, в толще присутствуют эрозионные врезы, характерные для временных потоков, в относительно тонкозернистых отложениях присутствуют многочисленные следы корней растений, остатки палеопочв, характерно обилие остатков наземной растительности; развита однонаправленная косая слоистость в разных пластах венчающих разрез песчаников. Мощность фытынских слоев по простиранию меняется. Если в разрезе р. Эльсу (у с. Безенги) она составляет 60 м, то на водоразделе Абардансу и Шузулгусу – 20–30 м, на правом берегу р. Кардан, 25–27 м, на горе Фытын – 50 м [Безносков и др., 1960]. По приведенной характеристике фытынских слоев и учитывая относительную близость разрезов к системе конседиментационных разломов Тырныауз-Пшекишской шовной зоны, эту толщу в генетическом отношении можно, видимо, интерпретировать как совокупность пролювиальных, делювиальных, аллювиальных и ассоциирующих с ними отложений, а в самой верхней части, возможно, прибрежно-морских.

В целом система разрезов фытынских слоев образует профиль, который демонстрирует изменение разрезов на площади и во времени: 1) в юго-восточном направлении происходит уменьшение мощности разрезов, переход от песчано-конгломератовой толщи к преимущественно песчаниковой, 2) вверх по разрезам происходит утонение материала. Осадконакопление происходило в основном в континентальных обстановках.

Важно отметить, что при том, что возрастная корреляция фытынских разрезов в пределах Восточно-Балкарской и Дигоро-Осетинской СФЗ осуществляется только по их положению в разрезах и возможны некоторые временные несовпадения, структура разрезов схожа на большой территории: в основании разрезов преобладает грубый, а в верхах более тонкий материал.

Для понимания специфики осадочного процесса на этом этапе формирования толщ необходимо отметить следующее. В разрезе Черка Беженгийского в его средней части (переслаивание алевролитов и песчаников) наблюдаются следы постседиментационного воздействия: первичная структура толщи нарушена, пласты зачастую разлинзованы, алевролиты рассланцованы, многочисленны проявления миграции битумов из углистых алевролитов в песчаники. Подобные «наложенные» текстуры могли возникнуть в случае некоторого перемещения, проскальзывания друг по отношению к другу и «перетирания» слоев. Этому явлению, несомненно, способствовала обогащенность алевролитовых пластов большим количеством растительных остатков. По всем признакам такое смещение пластов вдоль плоскостей напластования могло происходить на стадии, когда породы не были существенно литифицированы. В результате диагенетического разложения растительное органическое вещество приходило в состояние гелеподобной массы, которая уменьшала прочность пород и выступала в качестве своеобразной «смазки». Такой облик отложений мог возникнуть в результате динамического воздействия на них вскоре после накопления толщи.

«Спусковым механизмом» к перемещению слоев были, по всей вероятности, сейсмические толчки, происшедшие на заключительной стадии образования фытынских слоев. Возросшая сейсмическая активность обусловила нарушение первичной диагенетической цементации отложений, перемещение в некоторых пластах, их друг относительно друга, частичное разлинзование, местами рассланцевание, локальное внедрение пластичного материала из одних слоев в другие. Именно на этом этапе произошла массовая миграция битумов из алевролитовых слоев в песчаниковые. В результате динамических воздействий на толщу первичные текстурно-структурные особенности отложений были в значительной степени затушеваны.

Видимо, отголоском той же активизации сейсмического режима стало появление в верхней части фытынской толщи в разрезе Фараскат (Дигоро-Осетинская СФЗ) текстур пластических деформаций и межслоевого проскальзывания.

Мы считаем важным отметить усиление сейсмической активности в конце фытынского этапа осадконакопления, поскольку, как будет видно из рассмотрения особенностей осадконакопления более высоких частей разреза, аналогичное явление было характерно и для других этапов образования  $J_{1-2}$  толщи, когда заканчивалось образование одной толщи и начиналось формирование другой.

Время накопления фытынских слоев выделяется в единый этап для всех мест, где развиты соответствующие отложения, условно, поскольку его одновременность определяется только положением толщ в разрезах; на площади он характеризуется разнообразием фациальных обстановок. Вместе с тем, это самостоятельный этап осадконакопления, генетически не связанный с последующим, и поэтому в составе мизурской свиты он занимает особое, обособленное положение.

Изучение разрезов Восточно-Балкарской и Дигоро-Осетинской СФЗ показывает, что та часть мизурской свиты, которая представлена фараскатскими и мизурскими слоями, является единой осадочной последовательностью с постепенными переходами между этими слоями. Литологически и генетически фараскатские и мизурские слои заметно отличаются от фытынских слоев.

Фараскатские слои представлены преимущественно глинистыми и глинисто-алевроитовыми отложениями. В основании фараскатских слоев разреза Восточно-Балкарской СФЗ (р. Черек Безенгийский) залегают темно-серые слюдистые глинистые алевролиты (5,5–6 м) с мелкими пеллициподами и многочисленными отпечатками фрагментов растений; перекрываются они бурыми глинами (14 м) с незначительной примесью алевроитового материала; вверху интервала аргиллиты постепенно сменяются алевролитами. Характернейшей чертой разреза является его чрезвычайно высокая насыщенность диагенетическими сидеритовыми конкрециями. Так, в нижней части в 6-метровом интервале залегают 18–20 прослоев, а выше в интервале 5,5 м – 12 прослоев конкреций; отдельные прослои в пределах обнажения (не менее 10 м по простиранию) имеют вид непрерывных пластов мощностью до 10 см. В кровле этого глинисто-алевроитового интервала залегает пласт (0,25 м) серого песчанистого известняка, в котором линзами располагаются скопления пеллиципод, мелких белемнитов и раковин других организмов. Выше залегает пачка массивных комковатых глинистых алевролитов (7–8 м) с отпечатками крупных (до нескольких дециметров) фрагментов растений. В пачке содержатся 8 конкрецион-

ных прослоев (конкреции до 40–50 см в диаметре и 10–15 см в высоту). Выше (~11 м) в породах (алевролитах) увеличивается количество песчаного материала. К собственно мизурским слоям в разрезе Балкарии можно, видимо, отнести 65–70-метровую толщу, преобладающими породами в которой являются песчаники. Здесь встречаются горизонты, существенно различающиеся по гранулометрии, характеру слоистости, наличию включений, сортированности и т.д.

Фараскатские слои более южных по отношению к балкарскому разрезу, если в их составе рассматривать и переходную пачку, имеют следующие характеристики. Мощность слоев – от первых десятков метров до аномально большой ~140 м в разрезе у с. Фаснал. В основании, как правило, выделяется пачка (до 10 м) темных глинистых алевролитов, выше – интервал алевроитовых аргиллитов, которые в свою очередь постепенно сменяются песчано-глинистыми алевролитами переходной к мизурским слоям пачки. Глинистые отложения фараскатских слоев характеризуются плохой сортировкой, в них нередко встречается примесь более грубого материала линзовидные прослои крупнозернистого песчаника, включения гравийных зерен, а иногда и мелкой кварцевой гальки. Обычным явлением, особенно в северных разрезах (Черек–Фараскат), являются включения в породах фрагментов древесины (часто замещенных сидеритом и/или сульфидами). Нередко встречаются остатки раковинок двустворок, которые иногда образуют тонкие линзовидные прослои. На многих уровнях в породах отмечены следы активной биотурбации, особенно многочисленные в переходной пачке, где биотурбация местами практически полностью изменяет, перерабатывает первичную седиментационную структуру отложений. В результате этого первоначально слоистые отложения (переслаивания песчаных и глинисто-алевроитовых слоев), перемешивались, гомогенизировались, превращаясь в гораздо более однородный осадок. Следствием того же явления стало образование здесь причудливой формы конкреций. Вместе с тем, в некоторых местах можно наблюдать первичнослоистые фрагменты пород. Отсутствие тонкой слоистости в фараскатских отложениях связано также, очевидно, с относительно высокой гидродинамической активностью бассейна, обуславливавшей взмучивание и переотложение накопившегося глинистого осадка.

В разрезе Фаснал мощность толщи, относимой нами к фараскатским слоям, возрастает до 140 м. Происходит это отчасти вследствие появления в ней пачки песчаников, образовавшихся преимущественно в результате разрушения вул-

каногенных пород садонской свиты, а также за счет крупной линзы вулканогенно-осадочных пород – олистолита, представляющего собой пластину – фрагмент отложений садонской свиты (см. рис. 4.23). Но даже без этих горизонтов фараскатские слои характеризуются здесь повышенной мощностью.

К югу, в разрезах р. Ардон и Штулу-Харесской депрессии (г. Мацута) мощность фараскатских слоев сокращается. Если в разрезе Фаснал в толще присутствуют продукты разрушения садонской свиты, то в изученном разрезе Штулу-Харесской депрессии в глинистых алевролитах залегает вулканогенный горизонт (несколько метров), аналогичный породам садонской свиты. На правом берегу р. Фиэгдон Д.И. Панов [1997] также отмечает чередование вулканогенных и терригенных отложений, но относит этот переходный горизонт к садонской свите.

Если переход от фытынских слоев к фараскатским практически везде резкий, то переход от фараскатских к мизурским слоям – постепенный, через интервал переслаивания глинисто-алевролитовых и песчаных пород (рис. 2.2, А). В Балкарском разрезе этот переходный интервал по мощности составляет почти треть мизурской свиты и выражается в постепенном увеличении в отложениях песчано-алевритового материала. В других разрезах относительная доля переходных отложений меньше, но также достигает 10–20 м. Схожесть структуры разреза фараскатских слоев в разных СФЗ, распространенность этих глинистых отложений на широкой площади, наличие в отложениях морской фауны, невысокая степень сортировки осадочного материала (прежде всего в северных разрезах), наличие многочисленных следов биотурбации (см. рис. 2.2, В, Г) свидетельствуют о накоплении этих отложений в пределах довольно широкого морского шельфа, относительно неглубокого, видимо, первые десятки метров, образовавшегося в результате быстрой раннеплинсбахской трансгрессии, которая привела к установлению сходных обстановок осадконакопления на значительной территории центральнокавказского шельфа. Следует отметить, что возрастание мощности фараскатских слоев в разрезе Фаснал связано, очевидно, с опусканием этого района шельфа по конседиментационному разлому общекавказского простириания, который ограничивал распространение к северу отложений садонской свиты.

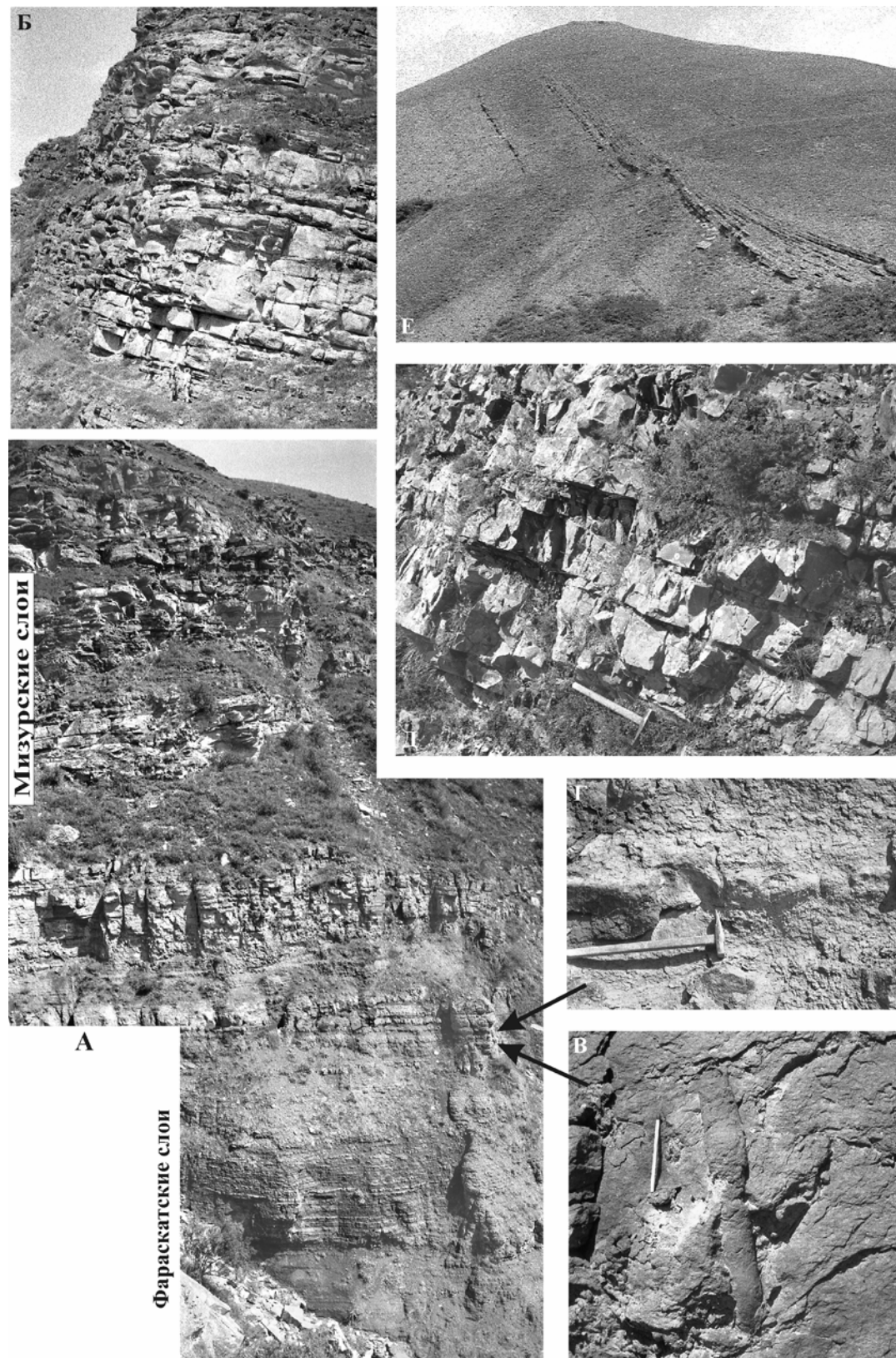
Мизурские слои развиты в Восточно-Балкарской и Дигоро-Осетинской СФЗ, прослеживаясь в разрезах в общекавказском направлении на ~70–80 км, а в субмеридиальном – на не-

сколько десятков км. На этой территории при общем сходстве отложений в разных разрезах им присущи свои особенности. Прежде всего это касается мощности разрезов: р. Черек Безенгийский – 60–70 м, с. Лезгор ~100 м, Фараскат ~100 м, Фаснал ~150 м, Ардон ~280 м, г. Мацута (Штулу-Харесская депрессия) ~280 м. Как было отмечено выше, в Балкарском разрезе толща сложена различными по гранулометрическому составу отложениями – от мелкозернистых алевролитистых песчаников до гравелитов, и в системе разрезов свиты это самые грубые отложения.

Поскольку переход от фараскатских слоев к мизурским в разрезе Восточно-Балкарской СФЗ (р. Черек Безенгийский) вполне постепенный, то провести между ними отчетливую границу нельзя. Причем, если фараскатские слои представлены наиболее тонкозернистыми (глинисто-алевритовыми) отложениями, то венчает разрез свиты пачка в основном крупнозернистых песчаников. Между ними имеется гамма литологически переходных пачек, мощностью от первых до 10–12 м: алевролиты – в той или иной степени глинистые и песчаные, песчаники с прослоями алевролитов, а также прослой гравелитов. Для разреза характерно обилие растительных остатков, многочисленные карбонатные (в глинистых алевролитах – сидеритовые) и сульфидные стяжения, присутствие морской фауны (в частности белемнитов), наличие следов размывов и перемыва ранее отложенного материала, на некоторых уровнях в песчаниках прослеживается отчетливая косая слоистость.

Накопление этих отложений происходило в морских обстановках ближнего шельфа, в условиях достаточно высокой гидродинамической активности. Причем появление гравелитов, следов перемыва отложений, отчетливой косой слоистости происходит в верхней части толщи. Совокупность различных признаков свидетельствует о том, что фараскатско-мизурский седиментационный цикл характеризовался постепенным уменьшением глубины бассейна в конце его образования.

Вместе с тем, на фоне отчетливого единого седиментационного этапа в разных пачках устанавливаются многочисленные вариации соотношения глинисто-алевритового и песчаного материала. По характеру чередования в разрезе различных по гранулометрии, сортированности пород, по особенностям переходов, контактов между ними можно выделить 5–7 циклов более мелкого порядка: нижняя часть – более глинистая или алевролитовая, верхняя – более песчаная, причем в кровле этих субциклов залегают прослой (иногда линзовидные) гравелитов. Отметим



**Рис. 2.2.** Верхнеплинбахские и тоарские отложения бассейна р. Урух

А – Отложения мизурской свиты в разрезе у с. Фараскат: постепенный переход от фараскатских к мизурским слоям; Б, Д – песчаники мизурских слоев (Д – у с. Фаснал); В, Г – биотурбированные породы: В – следы зарывающихся организмов, Г – сглаженные в результате биотурбации границы между пластом песчаника и глинистыми алевритами; Е – пачка песчаников в глинистых отложениях ксурской свиты

также, что пласт песчанистого известняка (в фараскатских слоях) появляется в разрезе также не случайно: он завершает последовательность: аргиллиты – алевролиты – песчанистый известняк, т.е. эти слои образуют один из субциклов в глинисто-алевролитовых фараскатских отложениях.

Учитывая активный гидродинамический режим бассейна во время накопления верхней части фараскатско-мизурского цикла, можно предположить, что часть накопившихся отложений могла здесь быть размита перед началом следующего осадочного цикла. В пользу этого также говорит присутствие в кровле толщи пласта плотного песчаника с интенсивным ожелезнением, что могло возникнуть в условиях его временного выведения из субаквальных в субаэральных обстановки.

Разрезы мизурских слоев Дигоро-Осетинской СФЗ в бассейне р. Урух имеют много общих черт. Толща представляет собой (в её наиболее типичном выражении) чередование достаточно хорошо выраженных слоев мощностью от первых дм до 1 м, редко более (см. рис. 2.2, Б, Д; см. приложение, фототаблица 6, А, Б). По простиранию пласты иногда несколько изменяются по мощности, но их выклинивание наблюдается редко. По гранулометрическому составу песчаники мелкозернистые. Иногда встречаются прослои алевролитов, как правило, маломощные – не более первых дм. В относительно мощных пластах часто выделяется нижняя массивная часть и верхняя тонкоплитчатая, при выветривании распадающаяся на тонкие (до 0,5–1 см) плитки. Кровля пластов нередко бывает биотурбирована, менее мощные пласты песчаников и алевролитов были переработаны деятельностью роющих организмов полностью.

В пластах песчаников прослеживается как тонкая горизонтальная, так и наиболее часто встречаемая пологая косая слоистость. Причем одни серии слоев обычно срезают другие; в пределах одного пласта может прослеживаться несколько таких срезов. В некоторых пластах в нижней части слоистость не видна, а в верхней фиксируется вполне отчетливо.

Пласты песчаников налегают на ранее накопившиеся отложения по достаточно резкой отчетливой границе; отмечается местами её явно эрозионный характер; нами наблюдались эрозионные карманы, ось которых ориентирована в Ю-З направлении. Интересно отметить, что следы отчетливой ряби на поверхности пластов почти не встречаются, хотя нередки относительно крупные формы волнистости кровли пластов.

На плоскостях напластования нередки обрывки, фрагменты растительных тканей. Однако растительное ОВ приносилось сюда, видимо,

уже в значительной степени окисленным, что обуславливало его низкую реакционную способность. Соответственно, в толще хотя и встречаются железистые карбонатные конкреции, но количество их мало. На плоскостях напластования отмечаются также расплющенные глинистые окатыши, возникающие при размыве глинистых отложений.

При том, что мощность мизурских слоев в разрезе Фаснал увеличивается по сравнению с разрезами Лезгор и Фараскат, по характеру отложений и их структуре они в общем схожи; следующий же к юго-востоку разрез по р. Ардон (балка Ксурт) приобретает некоторые новые черты. Прежде всего существенно – до 280 м увеличивается мощность мизурских слоев. Кроме того, здесь заметно возрастает роль глинисто-алевролитовых отложений и толща приобретает характер чередования пачек преимущественно глинисто-алевролитовых и песчаниковых. В песчаниках здесь также отмечается косая слоистость, но она ещё более пологая, чем в северных разрезах; часто встречается почти горизонтальная слоистость. Алевролиты и кровельные части песчаных пластов обычно биотурбированы.

Наиболее интересная особенность мизурских слоев разреза р. Ардон заключается в появлении здесь цикличности. Нижние части циклов – глинисто-алевролитовые, средние – переслаивание алевролитов и песчаных прослоев, верхняя – преимущественно песчаниковая, причем мощность песчаных пластов кверху иногда возрастает. В толще мизурских слоев можно выделить около 10–13 циклов. Не всегда эти циклы имеют отчетливо выраженное строение, но в большинстве случаев, на наш взгляд, структура ритмов в общем сохраняется однотипной. Их мощность обычно колеблется от 10 до 40 м, преобладающая мощность 25–30 м.

В разрезе Штулу-Харесской депрессии (разрез г. Мацута) отложения мизурских слоев становятся ещё более алевритистыми: глинистые алевролиты здесь преобладают, а в них залегают пачки переслаивания алевролитов и пластов мелкозернистых песчаников. Мощность последних не превышает первых дециметров; слоистость горизонтальная или весьма пологая косая. Отмечена валиковая рябь с ориентацией осей в субмеридианальном направлении. Алевролиты интенсивно биотурбированы, из-за чего слоистость в них почти не прослеживается, а породы приобретают массивный облик. Диагенетические процессы в этих отложениях были подавлены – конкреции встречаются редко.

В целом для этих отложений характерно отсутствие как чистых глинистых разностей, так и

крупно- и среднезернистых песчаников при явном преобладании алевролитов и подчиненном количестве мелкозернистых песчаников.

Совокупность отмеченных седиментационных признаков отложений мизурских слоев, таких как гранулометрический состав, степень сортированности, характер слоистости, степень биотурбированности, а также площадь распространения свидетельствуют об их накоплении в пределах сравнительно широкого и неглубокого шельфа.

Разрез Восточно-Балкарской СФЗ по р. Черек Безенгийский характеризует наиболее приближенные к берегу фации, разрезы Дигоро-Осетинской СФЗ в бассейнах р. Урух (р. Айгамуга) и р. Ардон среднего, а Штулу-Харесской депрессии дальнего шельфа. Подобная картина распределения осадков в сходных палеогеографических обстановках наблюдается в ряде современных и древних шельфов и мелководных морей с терригенным типом седиментации.

*Переходные верхний плинсбах/тоарские слои.* Особый интерес представляет зона перехода от отложений верхнего плинсбаха (мизурская свита) к тоарским (джириатская свита в Восточно-Балкарской СФЗ и галиатская в Дигоро-Осетинской СФЗ; см. приложение, фототаблица 6, А). В Балкарском разрезе переход быстрый и резкий, что связано с перерывом в осадконакоплении. В разрезах бассейна р. Урух в кровле мизурских слоев везде залегает пачка мощностью около 10 м частого переслаивания песчаников и биотурбированных алевролитов. В разрезе Фараскат в этой пачке встречаются песчаные нептунические дайки толщиной до 10 см; в ней же местами отмечаются пластические деформации пород, по облику похожие на подводнооползневые. Важно отметить, что слои этой пачки местами под пологим углом утыкаются в перекрывающую их глинисто-алевролитовую пачку. В последней (мощность 10–11 м) залегают довольно многочисленные конкреции, свидетельствующие об активных диагенетических процессах; здесь же встречены своеобразные карбонатные дайки (несколько см в толщину), возникающие в результате заполнения трещинок диагенетическим карбонатом в частично литифицированном осадке. Конкреции в этих отложениях обычно имеют довольно прихотливую форму, что связано с перераспределением карбонатного вещества в осадках с нарушенной первичной седиментационной структурой. Отмечен также пластик конкреционного конгломерата.

Совокупность перечисленных особенностей этого интервала свидетельствует о том, что отложения возникали на фоне беспокойной в сейсмическом отношении обстановки. Образование нептунических и карбонатных даек было обусловлено появлением в

отложениях открытых трещинок, рассекающих частично литифицированные отложения, причиной возникновения которых была активизация в это время землетрясений в регионе. В пользу того же свидетельствует образование аномальных по форме фигурных конкреций. Последние возникали в осадках с нарушенной в результате землетрясений первичной структурой, что изменяло «нормальный» ход диагенетического перераспределения вещества: бикарбонаты стягивались к закономерно расположенным в толще осадков центрам, а неравномерность подтока вещества с разных направлений приводила к росту сложных по морфологии конкреций вместо стяжений овальной или линзовидной формы. В пользу беспокойной в сейсмическом отношении обстановки в это время свидетельствуют также оползневые текстуры и небольшие локальные угловые несогласия между отложениями разных пачек.

С той же причиной, по нашему мнению, связано образование в толще мизурских песчаников многочисленных разрывных нарушений. Причем они далеко не всегда носят характер хрупких деформаций: около них слои бывают как бы пластически деформированы. И если в областях развития интенсивной складчатости и стрессовых нагрузок такой характер деформаций не вызывает удивления, то здесь в пологозалегающих слоях, очевидно, следует искать иное объяснение их появлению. Мы считаем, что образование некоторых разрывных нарушений в мизурских песчаниках также было связано с сейсмической активностью вскоре после образования этой толщи. При этом часть слоев толщи к этому времени была уже на глубине во многие десятки метров и в некоторых пластах процессы цементации и литификации уже завершились; другие же, в частности, содержавшие заметную примесь глинистого материала, были в достаточной степени обводнены и процессы диагенеза и литификации в них ещё не закончились. Соответственно, слои, литифицированные в разной степени, реагировали на сейсмические удары по-разному: в одних случаях развивались хрупкие деформации, в других – с признаками пластичности.

В разрезе Фаснал также отмечается переходный интервал с многочисленными стяжениями аномальной формы и дислокациями неясного происхождения. Перекрывается переходный интервал карбонатизированным пластом с Fe-оолитами и другими включениями. Мощность этого интервала 23–25 м.

Особый интерес представляют переходные слои в разрезе р. Ардон. Прежде всего обращает на себя внимание существенное увеличение мощности слоев – до 120–130 м. Как и в более северных разрезах, здесь существуют многочисленные следы дегазации и нарушения первичной



структуры осадков (в том числе субвертикальные столбчатые конкреции, другие сложной формы стяжения) в результате некоторых внешних (по всей вероятности сейсмической природы) воздействий на осадок. Отмечены горизонты с хаотично расположенными мелкими (1–2 см) округлыми конкрециями, образующимися в разрушенном осадке при возникновении многочисленных центров стягивания бикарбонатов.

Важной особенностью этих отложений является присутствие в них следов субгоризонтальных, иногда параллельных напластованию слоев. Последние выражаются либо в виде расщепления пород, либо нарушения их структуры вследствие гомогенизации отложений.

Для характеристики обстановок образования этих отложений важно отметить присутствие в глинистых отложениях гравийных зерен, а также включений мелкой гальки, что свидетельствует о присутствии поблизости размывавшихся песчаных толщ или пород кристаллического фундамента. Во всяком случае трудно связать появление этих включений с северными источниками материала.

В верхней части переходного интервала отмечены горизонты серых карбонатных глин, в одном из которых нами описаны разнообразные по форме (в том числе линзовидные) биогермные постройки. Их появление свидетельствует о существовании здесь в это время крайне мелководных обстановок (рис. 2.3, Д).

Перекрывается переходный интервал глинисто-алевритово-карбонатным пластом (1,5 м) с Fe-оолитами и включениями перемытых конкреций, ростов белемнитов, карбонатных раковин других организмов. В бассейне р. Ардон отмечены участки, где на этом горизонте развивается кора выветривания, на что указывает сохранившаяся местами зона охр, а также следы ячеистого выветривания глинисто-алевритовых пород (рис. 2.4).

Изложенные выше данные позволяют считать, что в районе разреза р. Ардон отложения переходной толщи накапливались на фоне падения уровня моря в неспокойной в сейсмическом отношении обстановке; очевидно, недалеко в это время происходил рост некоторого поднятия, что могло приводить к гравитационному перемещению пластин глинистого состава, служить источником гравийного и галечного материала, заключенного в глинистых породах, а также самого глинистого вещества. Этот дополнительный источник осадочного материала мог привести к увеличению мощности переходного интервала в разрезе р. Ардон.

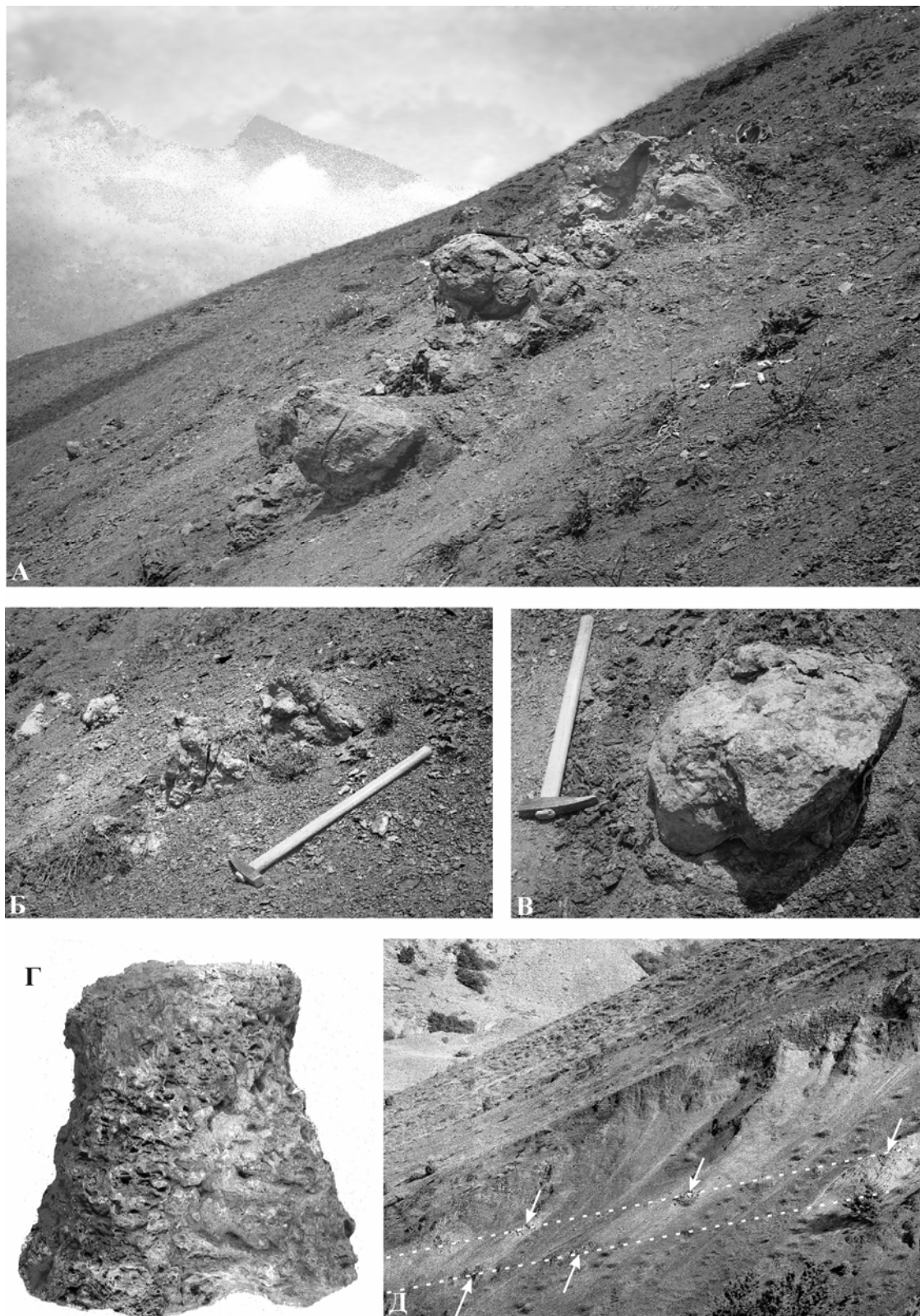
Образование горизонта с Fe-оолитами ознаменовало собой время максимального относительного падения уровня моря, когда эти отложения даже попали в субаэральные условия, что вызвало появление местами продуктов выветривания. Однако вскоре началось развитие быстрой трансгрессии, сопровождавшейся погружением этой области, началом накопления глинистых отложений совершенно иного фациального облика.

Во всех разрезах северной подзоны Дигоро-Осетинской СФЗ глинистая толща, залегающая над переходными слоями, представлена схожими по литологическому составу и структуре отложениями, которые образуют единый седиментационный цикл. В нижней части толща сложена весьма характерными отложениями – это коричневатые-серые алевритистые или чистые аргиллиты с закономерно залегающими через 10–25 см прослоями (0,5–1,5 см) глинистого сидерита, который местами перераспределяясь образует тонкие лепешковидные конкреции. Сидеритовые прослои обуславливают отчетливую диагенетическую ритмичность в отложениях. В близких по возрасту этой толще нижнегигитских отложениях Восточно-Балкарской СФЗ также ритмично залегают многочисленные прослои более крупных конкреций.

Монотонный облик толща сохраняет на протяжении нескольких десятков метров (Фараскат и Фаснал – около 80 м, Ардон – 120 м), после чего в ней появляются пачки песчаников, мощность пластов которых достигает нескольких дециметров; эти пачки залегают в разрезе с промежутком обычно в 10–40 м (на их характеристике остановимся ниже).

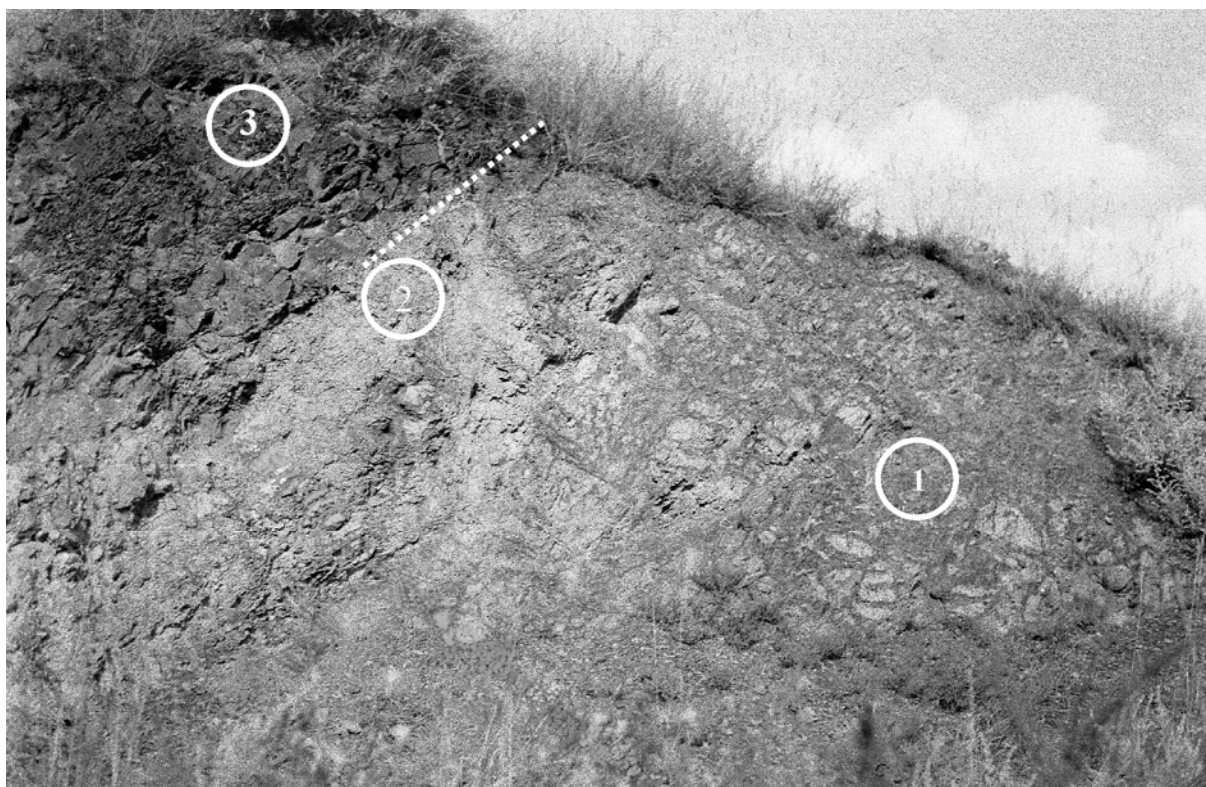
В верхней половине толщи, которую мы выделяем как единый седиментационный цикл, начинается постепенно увеличиваться содержание алевритовой и мелкопесчаной примеси. Венчается эта толща пачкой отложений, свидетельствующих о сильном обмелении водоема и даже о появлении субаэральных обстановок. Наиболее рельефно этот горизонт выражен в разрезе Фараскат.

Здесь среди коричневатых-серых алевритистых аргиллитов залегают горизонт (~6 м) серых глинисто-алевритовых пород, неслоистых, массивных, трещиноватых, причем вниз по разрезу трещиноватость пород за пределами горизонта затухает. Главной особенностью этого горизонта является присутствие обнаруженных нами биогермных построек. Наиболее крупная из них достигает 2,7 м в высоту; имеет пирамидальный облик



**Рис. 2.3.** Биогермы из тоарских отложений

А–В – биогермные постройки в разрезе у с. Фараскат: А – высота биогермы около 3-х м; на (Б) и (В) длина молотка 0,7 м; Г – небольшая биогерма (высота 27–30 см) в разрезе у с. Фаснал, Д – два уровня развития биогермных построек в нижнетоарских отложениях разреза левобережья р. Ардон (балка Ксурт), биогермы отмечены стрелками



**Рис. 2.4.** Кора выветривания в нижнетюарских отложениях разреза левобережья р. Ардон

1 – ячеистое выветривание глинисто-алевритовых пород; 2 – породы, обогащенные гидроксидами Fe (зона охр); 3 – перекрывающие кору выветривания аргиллиты

– на 3 уровнях крупные линзовидные тела до 1,8–2 м в диаметре, а между ними более узкие части (см. рис. 2.3, А–В).

В биогермах местами прослеживается строматолитоподобная структура, что, очевидно, говорит в пользу их водорослевого происхождения. В биогермах много различных включений: остатки раковин аммонитов, брахиопод, двустворок, гастропод, роостры белемнитов, онколитоподобные образования, фрагменты минерализованной древесины. Включения обычно расположены хаотично, а строматолитоподобная структура ориентирована преимущественно горизонтально. Другие из обнаруженных биогерм меньше по размеру – 0,5–0,7 м в диаметре (см. рис. 2.3, Б, В); их форма от почти изометричной до столбчатой. Некоторые биогермы изменили свое первоначальное положение, будучи, видимо, опрокинутыми волнением. В этом же горизонте встречаются известковые конкреции, тогда как наиболее типичными для большей части разреза являются сидеритовые. Активная волновая деятельность на мелководье ответственна за отсутствие слоистости в отложениях вследствие их постоянного взмучивания при накоплении.

Отмеченная трещиноватость пород, очевидно, обусловлена временным осушением осадков и их растрескиванием в субаэральных условиях.

Следует отметить, что аналогичная трещиноватость прослеживается в кровле среднеюрских отложений под контактом с известняками верхней юры, где этап временного (но гораздо более длительного) осушения отложений достаточно очевиден.

На том же уровне в разрезе Лезгор в интервале около 20 м прослеживается несколько уровней с линзами конкреционных конгломератов; венчается интервал горизонтом (~2 м) алевритистых аргиллитов с известковыми конкрециями, похожий на описанный горизонт разреза Фараскат; однако на обнаженном участке отложений биогерм не отмечено. Породы здесь также трещиноваты, покрыты налетом гипергенного минерала, похожего на ярозит (юрского возраста?).

В разрезе Фаснал интервал, коррелируемый с описанными выше, достигает мощности 35–40 м. Здесь на нескольких уровнях встречаются горизонты осветленных трещиноватых алевролитов. Отмечено несколько уровней с биогермами – от линзовидных до столбчатых в виде усеченного конуса (см. рис. 2.3, Г); размер их относительно небольшой – первые дм в диаметре и в высоту. Нами зафиксированы 3 уровня с биогермами.

В разрезе р. Ардон тот же интервал представлен горизонтом серых известковистых алевроли-

тов с карбонатными линзами биогермного облика, интенсивно загипсованными.

Как видим, в разных разрезах этот интервал несколько различается, но обстановки его образования везде сходны: вследствие падения уровня моря происходило выведение осадков в зону крайнего мелководья, а в дальнейшем даже в обстановки субаэрального выветривания. Тот факт, что в разрезе Фаснал не менее 3 горизонтов с мелкими биогермами соответствуют одному горизонту в разрезе Фараскат, но с гораздо более крупными биогермами (однако, имеющими также трехчленное строение) объясняется, очевидно, более высокими темпами осадконакопления в районе Фаснала и расщеплением в этом направлении единого горизонта на 3 маломощных.

Отметим ещё один уровень, схожий с рассмотренным выше, который отчётливо фиксируется в двух северных разрезах – Лезгор и Фараскат. Здесь примерно посередине рассмотренного седиментационного цикла залегает пласт конкреционного конгломерата с многочисленной фауной аммонитов и других организмов, перекрывающий в разрезе Лезгор глинисто-алевритовые отложения с характерной трещиноватостью, о которой говорилось выше.

В разрезе Фараскат конкреционный конгломерат перекрывает пласт (2 м) серых известковистых глинистых алевролитов с известковыми конкрециями, здесь отмечены также фрагменты древесины. Породы слоя существенно отличаются от остальных пород разреза – коричневатосерых аргиллитов. Появление этих специфических отложений в двух северных разрезах свидетельствует об эпизоде относительно кратковременного падения уровня моря. Причем в разрезе Лезгор известковые алевролиты были, видимо, смыты. В более южных и глубоководных разрезах следов этого эпизода нами не отмечено. Видимо, амплитуда относительного падения уровня моря была меньше, чем в конце седиментационного цикла.

Как отмечалось выше, важным элементом разреза являются залегающие в глинистой толще пачки с пластами песчаников (см. рис. 2.2, Е, 2.5). Наиболее характерными признаками песчаных пластов являются следующие: 1) эрозионная подошва отчетливая, на ней обычно хорошо выражены гиероглифы – знаки течений; 2) мощность колеблется от нескольких см до нескольких дм; 3) кровля обычно волнистая за счет знаков ряби; 4) внутри пластов прослеживается слоистость, почти по всему слою горизонтальная, но в прикровельной части и в слое с рябью – косая, обычно однонаправленная, редко разнонаправленная;

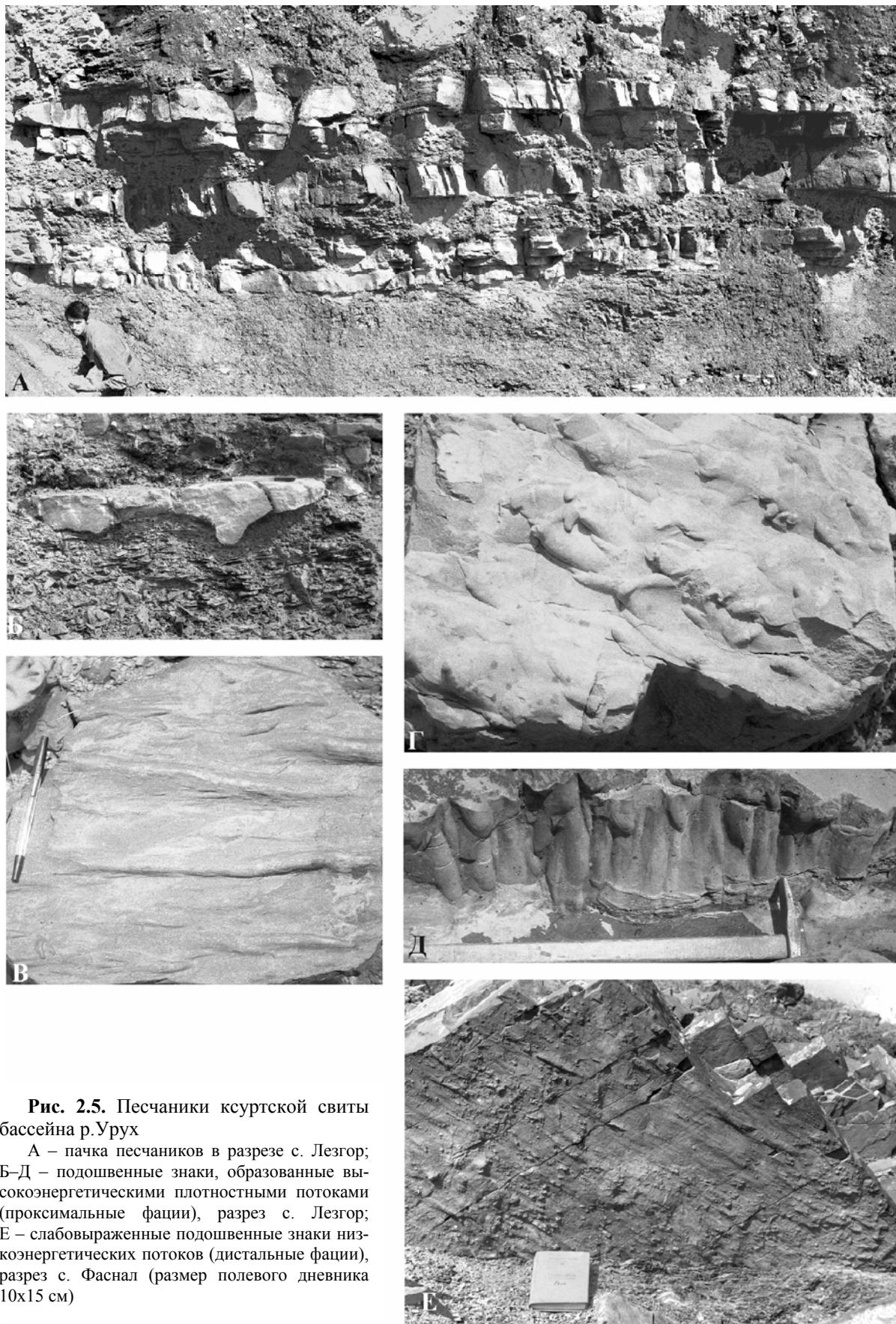
5) внутри пластов иногда прослеживается более сложное строение – эрозионные поверхности, свидетельствующие о многоактности их образования; 6) внутри пластов встречаются включения мелких перемытых конкреций; 7) неоднократно отмечались эрозионные срезания песчаных пластов последующими потоками и налегание на эрозионную поверхность глинистых отложений и вымытых из них конкреций.

Многочисленные замеры ориентировки подошвенных знаков течений свидетельствуют о преобладании потоков преимущественно юго-западного направления, хотя встречаются и отклонения от этой закономерности.

Установлено, что в разных разрезах интенсивность эрозионного врезания потоков, переносивших песчаный материал, была различной. Так в разрезах у сс. Фараскат, Фаснал, р. Ардон подошвенные знаки выражены в виде небольших по высоте валиков – обычно не более 1 см. Напротив, в самом северном разрезе Лезгор высота их достигает 10–15 см (хотя и не часто); встречаются также крупные рифли в виде завитков, размер и форма которых свидетельствуют о высокоэнергетических турбулентных потоках (см. рис. 2.5, Б–Д). Здесь отмечалась также конволютная слоистость в пластах песчаников. В более южных разрезах таких знаков нет и, соответственно, можно сделать заключение, что потоки достигали этих мест в более ослабленном виде (см. рис. 2.5, Е). Всего в разрезах рассматриваемого седиментационного цикла залегает 12–15 пачек песчаников, имеющих поточное происхождение.

Выделяемый нами седиментационный цикл в разрезе Фаснал заканчивается, по нашему мнению, горизонтом сдвоенных пластов конкреционных конгломератов с Fe-оолитами (~1,5–1,8 м).

К сожалению, залегающая выше толща в изученных разрезах либо не обнажена (Фараскат, Ардон), либо вскрывается только частично (Лезгор ~200 м, Фаснал ~300 м). Глинисто-алевритовые отложения этого интервала накапливались в относительно неглубоком водоеме. В залегающих в них песчаных пачках пласты песчаников не содержат явных следов поточного происхождения: на их подошве нет отчетливо выраженных поточных валиков. Только в песчаниках из самого основания этого интервала прослеживаются знаки потоков, но если в разрезе Лезгор они сохранили общую ориентацию в Ю-З направлении, то в разрезе Фаснал замеры показали движение потоков в Ю-В направлении, т.е. произошла, видимо, некоторая палеогеографическая перестройка. Важно отметить, что примерно в 150 м



**Рис. 2.5.** Песчаники ксуртской свиты бассейна р.Урух

А – пачка песчаников в разрезе с. Лезгор;  
 Б–Д – подошвенные знаки, образованные высокоэнергетическими плотными потоками (проксимальные фации), разрез с. Лезгор;  
 Е – слабо выраженные подошвенные знаки низкоэнергетических потоков (дистальные фации), разрез с. Фаснал (размер полевого дневника 10x15 см)

выше кровли предыдущего цикла появляется горизонт серых глинистых алевролитов, который в разрезе Лезгор перекрывается конкреционным конгломератом.

Прослой песчаников, в том числе и тонкие (первые см) прослеживаются по простиранию на десятки метров, не меняясь, как правило, в мощности. Это обстоятельство также отличает их от песчаников высокоэнергетических потоков, которые меняют мощность по простиранию в гораздо большей степени.

Более молодые верхнетюарские и ааленские отложения в северной части Дигоро-Осетинской СФЗ не вскрываются в непрерывных разрезах и, соответственно, у нас нет возможности реконструировать последовательность развития бассейна седиментации в этой части палеоводоема. Учитывая, что на этом этапе море продвинулось далее на север, рассмотрим интересующий нас интервал отложений ( $J_2$ -а) в пределах восточной части Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской СФЗ.

В целом рассмотренные выше толщи северной подзоны Дигоро-Осетинской СФЗ (над мизурской свитой) соответствуют трем свитам, выделяемым Д.И. Пановым [1997]: *галиатской*, *ксуртской* и *джимаринской*, которые неплохо датированы фауной аммонитов. На наш взгляд, выделение этих свит по литолого-петрографическим признакам не всегда соответствует естественным циклам в развитии юрского терригенного комплекса. Так галиатская и ксуртская толщи как было показано выше, соответствуют единому этапу развития водоема, о чем свидетельствуют постепенная смена от глубоководных к сравнительно мелководным отложениям. На этот достаточно плавный ход седиментации накладывалось формирование песчаных пачек, материал для которых поставлялся зерновыми потоками с севера в южном и юго-западном направлениях. И если формально эту толщу действительно можно разделить на 2 части (с песчаниками и без них), то генетически они составляют единый эволюционирующий во времени седиментационный цикл. Кроме того, переходную глинистую пачку, залегающую под пластом с Fe-оолитами (от 20 м в разрезах Фараскат и Фаснал до 120 м в разрезе р. Ардон), следует выделять в особый осадочный комплекс, так как он существенно отличается от отложений над горизонтом с Fe-оолитами.

Отметим, что недостатком датирования возрастных границ является то, что аммониты зачастую отбираются из горизонтов конкреционных конгломератов, в которых бывают сгружены формы из разных зон. Поэтому при достаточно большом ко-

личестве определяемых форм следует выбирать наиболее поздние, единичные же находки могут оказаться вымытыми из более древних отложений и исказить реальный возраст интервала, где они найдены. В связи с этим наиболее достоверными являются находки аммонитов вне конкреционных конгломератов, в положении *in situ*.

Д.И. Панов [1997] выделяет 4 крупных регрессивно построенных цикла. Первый объединяет галиатскую и ксуртскую свиты; второй – джимаринскую; третий – уже в более восточных районах – салгинскую и койрахскую; четвертый (неполный) – фортаухскую. В целом можно согласиться с выделением крупного галиатско-ксуртского цикла. Однако, как ясно из вышеизложенного, его подошву мы проводим по кровле горизонта с Fe-оолитами, т.е. с уровня, с которого начинается быстрое углубление моря, а это в разрезах Лезгор и Фаснал находится в 20–25 м выше кровли мизурских песчаников, а в разрезе р. Ардон – в 120–130 м. То же касается и верхней границы цикла. Как было показано выше, мы считаем целесообразным проводить верхнюю границу цикла по кровле горизонта конкреционного конгломерата, перекрывающего интервал с биогермами. Похоже, что эта часть толщи с конкреционным конгломератом и биогермами относится Д.И. Пановым к джимаринской свите и датируется им всеми тремя зонами верхнего тоара. Мы проводим верхнюю границу цикла внутри зоны *thouarsense*. Соответственно на джимаринскую свиту приходится верхняя часть зоны *thouarsense* и, видимо, низы зоны *levesquei*.

Если за верхнюю границу джимаринской свиты принять прослеживаемый горизонт серых карбонатных алевролитов, перекрытый пластом конкреционного конгломерата (мощность свиты в разрезе Лезгор не менее 150 м), то можно считать, что здесь под известняками  $J_3$  залегают отложения низов салгинской свиты (несколько десятков метров).

Седиментационный цикл, объединяющий салгинскую и койрахскую свиты восточной части Дигоро-Осетинской СФЗ (где они и были выделены) охарактеризуем в общих чертах, поскольку отложения большей части толщи здесь в значительной мере дислоцированы, разбиты разрывными нарушениями и построить для них послойный разрез, как мы это делали в более западных районах зоны, сложно. Вместе с тем на водоразделе рек Асса – Армхи в верховьях Салгинской речки вскрывается хороший разрез верхней части койрахской и фортаухской свит. Отметим некоторые важные для наших реконструкций особенности этих толщ.

*Салгинская свита* представляет собой однообразную толщу темно-серых аргиллитов и алевролитов с конкрециями и иногда прослоями конкреционного конгломерата, мощность свиты в северной подзоне – 650–1000 м [Панов, 1997].

*Койрахская свита* (мощность в бассейне р. Армхи до 950–1160 м [Панов, 1997]) в её верхней недислоцированной части (~550 м) изучалась нами в истоках Салгинской речки – правобережье р. Армхи.

Свита представлена глинисто-алевритовыми отложениями, в которых залегают пачки (до 10–15 м) с пластами песчаников. Последние, так же как и в ксуртской свите, несут следы потокового происхождения: с подошвенными знаками течения, часто с эрозионным потоковым срезанием одних слоев другими. Направление потоков по текстурам течения 170–195°, т.е. явно преобладают южные. Венчается свита пачкой (~90 м) с многочисленными пластами маломощных песчаников (обычно несколько см, реже до первых дм), в которых отмечается косая слоистость, иногда разнонаправленная; на кровле пластов – следы ряби, следов потоков на подошве нет. Эти песчаники существенно отличаются от залегающих ниже – они образовывались в мелководных обстановках, но вдали от берега; разнос материала на этом этапе осуществлялся в основном течениями. Интересной особенностью этой пачки является отсутствие в ней сидеритовых стяжений и присутствие известковых, под ее подошвой отмечен пласт со следами корней растений. Всё это в совокупности говорит о том, что койрахский этап завершился существенным падением уровня моря и его обмелением, сопровождавшимся накоплением отложений, заметно отличавшихся от нижележащих.

В целом салгинско-кайрахский (среднеааленский?) седиментационный цикл по своей структуре – глинистая нижняя и более песчаная верхняя части – сходен с другими предшествовавшими циклами. Особый интерес представляют отложения фортаухской свиты, характеризующиеся рядом черт, присущих только им.

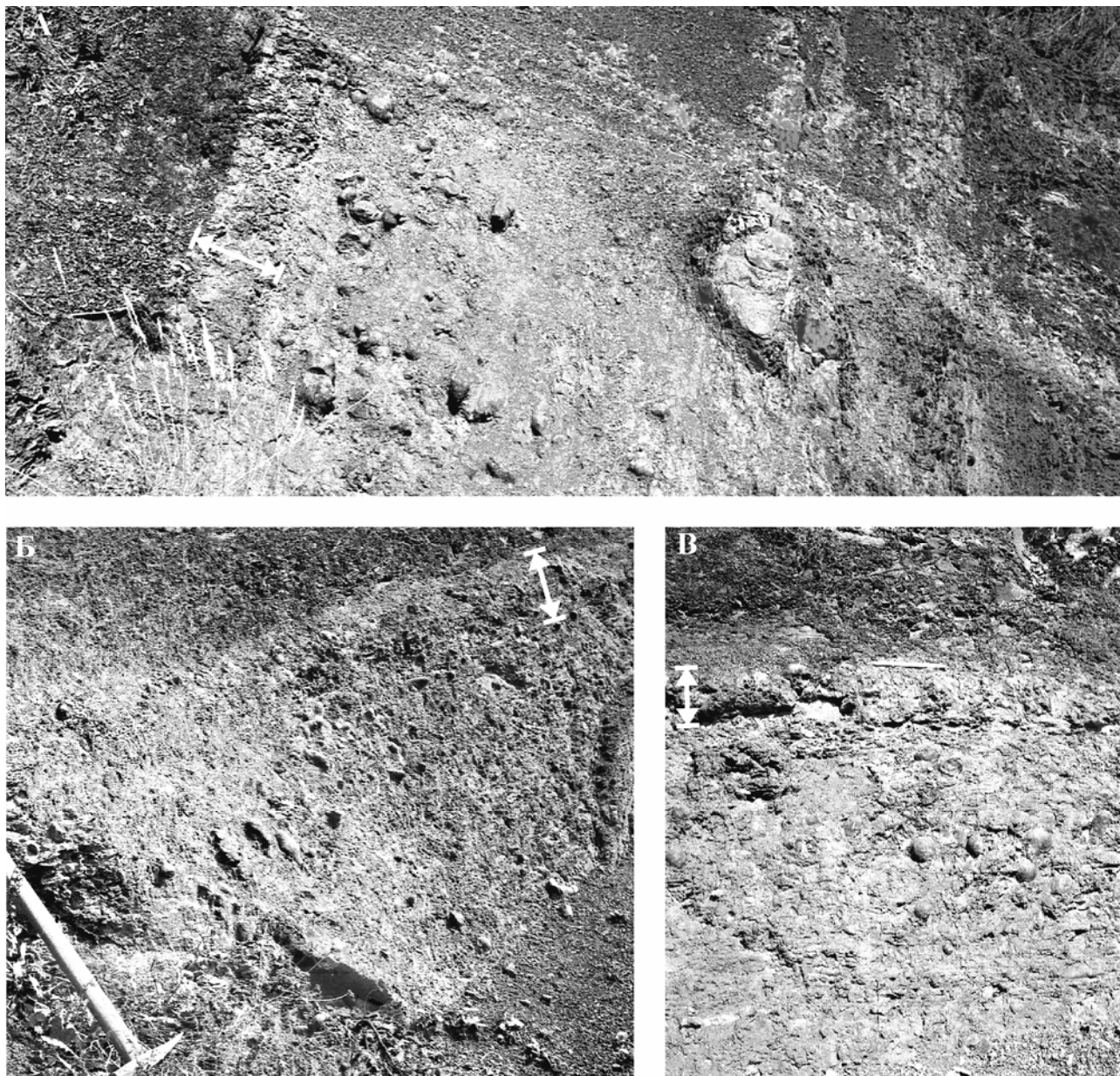
*Фортаухская свита* (600 м, возраст – верхний аален – низы нижнего байоса) важна для понимания обстановок осадконакопления на завершающем этапе лейас-ааленского мегацикла формирования терригенного комплекса  $J_{1-2}$ . Отложения свиты выглядят весьма специфично. В целом она слагается глинистыми и глинисто-алевритовыми породами. Однако отличает её от всех других присутствие в нижней половине уровней со следами существования осадков в зоне мелководья и даже кратковременного осушения. Сви-

детельствуют об этом горизонты с многочисленными следами корней растений, похожие на палеопочвы (рис. 2.6). В верхней половине фортаухской свиты признаков осушения осадков нами не обнаружено, но многочисленные горизонты серых алевритистых пород с повышенной карбонатностью свидетельствуют о периодическом обмелении этой части водоема. Если в низах свиты рассматриваемые горизонты залегают через 20–25 м, то в верхах обычно чаще – через 10–20 м, хотя есть и большие промежутки. В целом залегание этих горизонтов в разрезе имеет явно ритмичный характер, что обусловлено, очевидно, частыми колебаниями уровня моря, которые в свою очередь были связаны с циклами Миланковича. На заключительном этапе накопления отложений свиты происходило прогрессирующее обмеление водоема – в кровле залегают пачка серых известковых аргиллитов с заключенными в них известковыми конкрециями прихотливой формы. В отличие от залегающих ниже эта пачка мощнее (видимая мощность более 5 м), т.е. она не отражает непродолжительные короткопериодные колебания уровня моря, а показывает тенденцию развития бассейна – его перестройку перед новым байос-батским этапом. Отметим, что сходные признаки развития бассейна отмечены и в разрезе р. Чантыргун в Чечне. Несмотря на то, что байос представлен уже совсем иными в фациональном отношении отложениями и переход к ним достаточно резкий, существенного размыва подстилающих отложений в этом районе, видимо, не произошло.

Для понимания динамики накопления юрско-го терригенного комплекса, и прежде всего верхнетюрского – среднетюрского, важную информацию дают данные по строению разрезов в **Лабино-Малкинской СФЗ**. Последняя охватывала значительную территорию и в разных её частях осадконакопление заметно различалось.

Рассмотрим прежде всего прилегающую к Дигоро-Осетинской и Восточно-Балкарской СФЗ **восточную часть Лабино-Малкинской СФЗ**. Наиболее детальные её исследования были проведены в бассейне р. Баксан, по его притокам – р. Кестанты, р. Джигиат, р. Тызыл [Гаврилов, Лубченко, 1985].

Осадочный чехол начинается отложениями *хумаринской свиты* (нижний плинсбах), имеющей здесь континентальный генезис [Безносков и др., 1960]. Ее мощность достигает 70 м. В основании разреза местами залегают пачка аргиллитов (10–15 м), выполняющих западину в доюрском рельефе и по простиранию выклинивающихся. Аргиллиты преимущественно серовато-



**Рис. 2.6.** Горизонты палеопочв в разрезе фортаухской свиты правобережья р. Армхи

Стрелками показан слой (15–20 см) с наиболее многочисленными следами корней растений, ниже – глинисто-алевритовые породы с многочисленными карбонатными желваками, здесь также прослеживаются следы корней. Перекрываются палеопочвы темно-серыми аргиллитами с остатками морской фауны

и темно-коричневого цвета, плитчатые, хотя слоистость в основном неясная – местами она обусловлена послойным скоплением растительного детрита; на плоскостях напластования часто встречаются многочисленные отпечатки листьев, стеблей наземных растений. В аргиллитах залегает несколько прослоев сидеритовых конкреций. В тонких (0,05–0,08 м) прослоях плохосортированного песчаника видны многочисленные следы корней растений.

Отличительной особенностью этой части разреза является присутствие прослоев и линз угля

(0,05–0,1 м), переслаивающихся с углистыми аргиллитами. По данным спорово-пыльцевого анализа (М.В. Азмайпарашвили и др.), исходным материалом для образования угольных пластов служили высшие наземные растения (папоротникиобразные и голосемянные).

В одном из песчаных горизонтов из низов пачки залегают линзовидные прослои сульфидов, в основном пирита, а также выделения халькопирита и галенита [Карасев, Макаров, 1979; Гаврилов, Лубченко, 1985]. Сульфидные (пиритовые) гнезда



содержатся также в прослоях углей. В септариевых трещинках в сидеритовых конкрециях отмечены выделения галенита и реже сфалерита. Сульфидные прожилки можно обнаружить в кварцевой гальке, т.е. в продуктах разрушения доюрского фундамента.

Относительно небольшая мощность глинистой пачки и невыдержанность ее по простиранию, обогащенность пород растительными остатками, следы корней, наличие пластов угля, преобладание каолинита в составе глин позволяют относить эти отложения к группе фаций зарастающих озерных водоемов и торфяных болот.

Над глинистыми отложениями залегает сложнопостроенная пачка (5–10 м), сложенная брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками и реже глинистыми алевролитами, т.е. здесь представлен практически полный спектр обломочных пород. Эти отложения не выдержаны по простиранию, и найти сходство даже между относительно близко расположенными разрезами (первые сотни метров) довольно трудно. В пластах конгломератов и брекчий преобладает галька кварца, встречаются плохоокатанные или остроугольные обломки кристаллических сланцев. Сортированность пород слабая. Границы между пластами разного гранулометрического состава часто неровные, с карманами в подстилающих слоях. Отмечен пласт мелкогалечных конгломератов (1,5 м) с крупной однонаправленной косой слоистостью, выполаживающейся у подошвы (толщина косых слойков 0,2–0,3 м). В песчаных прослоях, в цементе конгломератов и брекчий часто встречаются скопления темноцветных минералов; иногда породы окрашены гидроксидами Fe. В редких прослоях алевритистых аргиллитов на плоскостях напластования отмечаются отпечатки наземных растений. Грубообломочные породы сцементированы песчано-глинистым материалом, а песчаники – глинистым, кремнистым, местами карбонатным.

Очевидно, можно согласиться с геологами, проводившими в этом районе литолого-фациальное картирование, что эти грубообломочные породы следует рассматривать как делювиально-пролювиальные отложения фации конусов выноса и шлейфов [Карасев, Макаров, 1979].

Верхняя часть хумаринской свиты здесь представлена толщей массивных светло-серых песчаников олигомиктовых, преимущественно кварцевого состава, мощностью 30–40 м. В пачке встречаются маломощные линзовидные прослои (2–5 см), а также редкие пласты (до 0,5 м) гравелитов и мелкогалечных конгломератов, подошва которых бывает иногда неровной: галечный ма-

териал заполняет эрозионные карманы в подстилающих песчаных породах. В верхней части пачки отмечено несколько уровней развития косой слоистости с преобладанием однонаправленной. Основная масса песчаников неплохо сортирована, лишь единичные прослои (несколько дециметров) в незначительной степени обогащены глинистым веществом. Породы сложены мелко- и среднезернистым песчаным кварцевым материалом, подчиненную роль играют полевые шпаты [Гаврилов, Лубченко, 1985].

Песчаники описанной пачки в этом разрезе, очевидно, следует относить к русловой фации аллювиальных отложений. Последние входят в существовавший здесь комплекс дельтовых образований, выделение которого обосновано в работе [Кахадзе и др., 1960].

Континентальные отложения хумаринской свиты бассейна р. Тызыл очень бедны фауной, и ее плинсбахский возраст (карик) устанавливается преимущественно по сопоставлению с другими районами, где одновозрастные толщи, накапливавшиеся в морских условиях, охарактеризованы фаунистически гораздо лучше [Панов, Леонов, 1959]. Хотя мощность разреза хумаринской свиты сокращена по сравнению с более западными районами (верхняя часть свиты размыта), здесь представлены отложения разнообразных фаций.

Даже в сокращенном разрезе бассейна р. Баксан видно, что в хумаринской свите выделяются два цикла: нижний, сложенный наиболее грубыми породами – конгломератами, гравелитами, крупнозернистыми песчаниками с линзочками углистого материала и верхний – преимущественно песчаниковый, налегающий на нижний по резкой эрозионной границе.

В более западных районах, ближе к р. Кубань свита представлена полнее, достигает мощности более 1000 м и подразделяется на 3 части – подпродуктивную (преобладают песчаники), продуктивную (преобладают глинистые породы) и надпродуктивную (резко преобладают песчаники). Считается, что в начале накопления отложений свиты денудация происходила весьма активно, в дальнейшем она ослабла и аллювиальная песчаная равнина начала заболачиваться, о чем, в частности, свидетельствует появление углей; в конце хумаринского этапа денудация опять активизировалась. Углеобразование происходило в основном в середине карикса, но местами реализовывалось и в начале (угли Культобе, Джаланкола) [Кахадзе и др., 1960]. Нам представляется, что усиление и ослабление денудации было связано с изменением темпов прогибания этой части региона.

В палеогеографическом отношении обстановка была следующей: территория аккумуляции континентальных отложений была окружена с севера, востока и юга (?) невысокими областями размыва. Осадочный комплекс накапливался в основном в пределах аллювиальной равнины. Многочисленные замеры косых слоев показали, что преобладают западные направления, т.е. аллювиальная равнина была полого наклонена к западу в сторону моря. Помимо аллювиальных, в составе хумаринского осадочного комплекса присутствуют делювиальные, пролювиальные, озерные, болотные фации. В целом это был дельтовый комплекс со всеми присущими ему особенностями [Кахадзе и др., 1960].

Как и в других сходных ситуациях, развитие дельтового комплекса должно было в значительной мере контролироваться флуктуациями уровня моря, что обуславливало разделение его на несколько осадочных циклов. В западном направлении мощность свиты возрастает, как вследствие первичных седиментационных причин, так и в результате размыва верхов свиты в восточных районах. Западнее р. Кубани континентальные отложения хумаринской свиты замещаются морскими отложениями вериютской свиты.

К югу от Лабино-Малкинской СФЗ в хумаринское время в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ формировалась садонская свита, а ещё южнее – в пределах Псеашхинской СФЗ – кистинская свита, также имеющая трехчленное строение.

На породах хумаринской свиты с размывом по резкой границе залегают отложения *джигитской свиты* (средний тоар – аален) [Безносков и др., 1960]. В них распространена фауна пелеципод, белемнитов, аммонитов, свидетельствующая о накоплении осадков в обстановке морского водоема. В составе свиты выделяют три части: нижнегигитские (средний тоар), верхнегигитские (низы верхнего тоара) и баксанские (верхи верхнего тоара – аален) слои, которые в настоящее время принято рассматривать как подсвиты.

Нижнегигитские слои (80–90 м) представлены преимущественно аргиллитами с большим количеством прослоев сидеритовых конкреций [Гаврилов, Лубченко, 1985]. Так, в разрезе по р. Джигит в одной из пачек мощностью 9 м залегают около 70 прослоев сидеритовых конкреций. В разрезе по р. Тызыл они представлены в основном переслаиванием маломощных (несколько см – первые дм) пластов аргиллитов, алевролитов и песчаников; в нижней части толщи чередуются интервалы отложений мощностью в первые метры. Среди глинистых пород

имеются разности от чистых до существенно алевролитистых. В аргиллитах четкой слоистости не видно, цвет их от серых до темно-серых, иногда с коричневым оттенком. Алевролиты серые, неслоистые, комковатые, местами заметно глинистые, на плоскостях напластования встречается мелкий углистый растительный детрит. Песчаники мелкозернистые, светло-серые, преимущественно олигомиктовые, полевошпатово-кварцевые; единичные пласты достигают мощности в первые метры. Прослои песчаных пород в основном выдержаны по простиранию, но тонкие (первые см) слои иногда выклиниваются. Слоистость в хорошо сортированных песчаниках заметна слабо: она видна либо на поверхности выветривания, либо в тех случаях, когда подчеркивается гидроксидами Fe. Неоднократно в пластах песчаников наблюдались поверхности размыва осадков с последующим накоплением новых порций песчаного материала.

Особенностью нижнегигитских слоев является интенсивное развитие здесь сидерита, который в аргиллитах и алевролитах образует конкреции, в песчаниках – зоны цементации.

Фаунистические находки в нижнегигитских слоях сравнительно немногочисленны и представлены остатками морских организмов (аммониты, членики лилий и др.).

Появление в песчаных слоях поверхностей подводного размыва осадков, иногда косою слоистости свидетельствует об относительно высокой гидродинамической активности. Вместе с тем, для этих отложений характерно слабое развитие следов волновой деятельности, немногочисленность остатков донной фауны, мелкозернистость песков, тонкая слоистость в ряде песчаных пачек, что может указывать на накопление осадков в переходной зоне от мелководного к умеренно глубоководному шельфу [Гаврилов, Лубченко, 1985].

Верхнегигитские слои (50–60 м) представлены в основном светло-серыми, местами с зеленоватым оттенком мелкозернистыми неплотными песчаниками. На их выветрелой поверхности иногда заметна косая слоистость, причем слойки в различных прослоях ориентированы по-разному; встречаются следы размывов, эрозионные ложбины, также заполненные песком. Состав песчаников полевошпатово-кварцевый, цемент слюдястый, местами карбонатный.

В толще залегают несколько пластов серых алевролитов, иногда образующих частое переслаивание (слойки 1–3 см) с песком. К алевролитам приурочены сидеритовые конкреции. Размыв содержащих конкреции алевролитов обусловил образование двух пластов (0,15–0,3 м) конкреционных конгломератов, невыдержанных по мощ-

ности, с карбонатно-глинистым цементом, содержащим железистые оолиты. В этих пластах заключена обильная морская фауна: белемниты, аммониты, пелециподы, членики лилий и др. В верхней половине верхнегигитских слоев под одним из пластов конкреционных конгломератов залегает песчаный слой со следами корней растений. Ближе к кровле толщи сортированность пород ухудшается – в песчаниках появляется примесь глинистого материала, послойное распределение которого обуславливает плитчатость и слоистость пород.

Накопление отложений происходило в условиях морского мелководья и высокой гидродинамической активности; песчаный материал образовывал отмели, косы, возвышавшиеся над водой, на которых временами появлялась растительность [Гаврилов, Лубченко, 1985].

Баксанские слои в разрезах бассейна р. Баксан (60–65 м) представлены в основном аргиллитами с многочисленными прослоями конкреций, пластами конкреционных конгломератов и оолитовых железняков. В разрезе р. Джигиат слои не содержат горизонтов железняков, но глинистые отложения соответствующего уровня обогащены рассеянными по породе оолитами. По сравнению со смежными районами в описываемом разрезе верхние горизонты баксанских слоев не сохранились вследствие размыва, предшествовавшего накоплению отложений вышележащей джорской свиты [Безносков и др., 1960].

Аргиллиты темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, слоистость отсутствует либо выражена плохо, преобладают алевритистые разности, на плоскостях напластования встречаются следы ползающих организмов. Одной из особенностей баксанских слоев является присутствие в них многочисленных пластов конкреционных конгломератов (0,1–0,3 м), невыдержанных по простирацию, залегающих через 1–3 м. В аргиллитах залегает несколько тонких (2–4 см) линзовидных прослоев органогенных зеленовато-серых известняков. В верхней половине толщи появляются линзочки и тонкие (2–3 см) слои песчаника, серого, мелкозернистого, местами кослоистого. Как в аргиллитах, так и в песчаниках встречаются мелкие стяжения пирита.

Характерными образованиями, выделяющими ааленскую толщу из всего юрского разреза, являются пласты с железистыми оолитами [Тимофеева, 1966; Гаврилов, Лубченко, 1985]. Наиболее мощных пластов (от 0,7 до 2 м) четыре, помимо них имеются несколько тонких (0,1–0,2 м) пластов; оолиты заключены также в цементирующей массе конкреционных конгломератов. Оолитсодержащие пласты плотнее вмещающих

аргиллитов и четко выделяются в рельефе. Пласты неоднородные – распадаются на отдельные слои, различающиеся как твердостью, так и окраской, которая меняется от темной зеленовато-серой до красновато-бурой. В основной породообразующей массе часто содержатся включения небольших (несколько сантиметров) конкреций, незакономерно ориентированных остатков белемнитов, аммонитов, обломков раковин двустворок. Большинству пластов присуще брекчиевидное строение.

Оолиты в породе распределены неравномерно: на одних участках они слагают сплошную оолитовую массу, на других их сравнительно немного. Оолиты округлые либо овальные, размер 0,4–0,6 мм, иногда до 1 мм, цвет в основном красновато-бурый, часто отмечается концентрическое строение, встречаются агрегаты из двух-трех оолитов, заключенных в одной оболочке. Подавляющее большинство оолитов сложено гетитом и гидрогетитом, шамозитовые разности редки и обычно частично замещаются кальцитом. Цементируются оолиты преимущественно глинисто-карбонатной сидерит-кальцитовой массой. Чем меньше карбонатность цемента, тем в большей степени оолиты деформированы – сплюснены, раздавлены. Фрагменты раковин, члеников лилий бывают окружены железистой оболочкой; пористые обломки организмов, а также карбонатный цемент на некоторых участках пропитаны краснобурыми гидроксидами Fe. Некоторые оолиты частично замещаются пиритом.

Оолиты встречаются и в аргиллитах (в основном в интервале переслаивания с оолитосодержащими пластами), но здесь они малочисленны, раздавлены, присутствуют их фрагменты.

Таким образом, для нижней части баксанских слоев характерны горизонты многочисленных переминов, отсутствие четкой слоистости в аргиллитах как результат постоянного взмучивания осадков, косая слоистость в песчаных линзочках, брекчирование оолитосодержащих пластов, следы ползающих организмов и другие признаки, позволяющие считать, что накопление толщи происходило в зоне мелководья, в условиях сравнительно активного гидродинамического режима.

Как видим, в разрезе восточной части Лабино-Малкинской СФЗ на континентальные отложения хумаринской свиты налегают тоарские отложения, которые образуют отчетливый седиментационный цикл (нижне- и верхнегигитские слои), аналогичный таковому в пределах Восточно-Балкарской СФЗ. Этот цикл имеет псевдорегрессивное строение – начинается глинистыми от-

ложениями, обогащенными сидеритовыми конкрециями, а венчается песчаными отложениями. В ааленской толще отсутствует столь отчетливо выраженное строение, но некоторое поглубление материала вверх по разрезу отмечается.

*Джорская свита* (байос) подразделяется на две подсвиты: нижнюю ( $b_1$ ), и верхнюю ( $b_2$ ). Отчетливых седиментационных циклов в байосских отложениях не выделяется. Свита, как показывают региональные исследования, трансгрессивно с размывом залегает на подстилающих отложениях [Безносов и др., 1960; Панов, 1976]. Местами (р. Джигиат) в основании свиты залегает линзовидный горизонт песчаников (30–40 м), который в других местах (р. Тызыл) может отсутствовать. Нижняя часть свиты сложена серыми и темно-серыми алевритистыми аргиллитами, переходящими в глинистые алевролиты с прослоями сидеритовых конкреций и крупных (до нескольких метров в диаметре) известковых линз, иногда с заключенными в них сидеритовыми стяжениями. В 50 м выше основания свиты залегает пачка (40 м) переслаивания пластов песчаника (0,25–1,2 м) и серых алевритистых глин (1–2 м). Песчаники преимущественно мелкозернистые, полевошпатово-кварцевые, неслоистые или со слабо заметной тонкой слоистостью, местами пологой, косой или волнистой; на плоскостях напластования встречается растительный детрит и редкие отпечатки фрагментов растений, на подошве некоторых пластов отмечены следы струй течений.

В верхней части джорской свиты развиты аргиллиты, в разной степени алевритистые, чистых разностей почти нет, подчиненное значение имеют алевролиты; встречаются маломощные (0,1 м) песчано-алевролитовые пласты, часто с кальцитовым и сидеритовым цементом. Расстояние между слоями конкреций – первые метры. В некоторых горизонтах толщи можно наблюдать следы биотурбации осадков. Мощность свиты меняется на площади: в районе, где проводились исследования – около 270–300 м, в других местах может увеличиваться до многих сотен метров или сокращаться практически до нуля [Панов, 1976].

По сочетанию разнообразных признаков можно говорить о накоплении осадков свиты в рассматриваемом районе в условиях открытого моря в удалении от берега, вначале в относительно мелководных, а затем в более глубоководных обстановках.

Разрез среднеюрских отложений на левобережье р. Баксан венчается алевролитово-песчаниковой толщей (первые десятки м) с большим количеством растительного детрита,

рассеянного в породе, с тонкими (несколько см) линзами угля. В песчаниках отмечается косая слоистость; многочисленные линзы и прослои сидеритовых стяжений придают некоторым пластам полосчатый облик. Как и в нижнеплинсбахских угленосных отложениях, здесь залегает маломощный (0,1 м) пласт, содержащий линзы сульфидных стяжений – пиритовых, с примесью галенита и сфалерита. Эту толщу (*свита Сары-дюз*) рассматривают как угленосную континентального генезиса, возраст ее по стратиграфическому положению предположительно датируют батом [Безносов и др., 1960; Панов, 1976].

Накопление ниже- и среднеюрских отложений происходило с участием разных источников сноса терригенного материала, что, в частности, нашло отражение в смене ассоциаций акцессорных минералов. Как отмечает Р.С. Безбородов [1961], минеральный состав тяжелых фракций тоарских песчано-алевролитовых пород сравнительно однообразен – преобладает сфен-рутил-турмалин-цирконовая ассоциация. Причем для района р. Тызыл характерен сфен и другие титансодержащие минералы, но отсутствует гранат; вверх по разрезу увеличивается количество хлоритоидов. В ааленских отложениях состав тяжелой фракции сходен с таковым в тоарских породах – здесь распространена сфен-рутил-турмалин-циркон-хлоритовая ассоциация. Байосской толще присущ несколько иной набор минералов: циркон-хлорит-биотит-гранатовая ассоциация.

Юрский терригенный комплекс **западной части Лабино-Малкинской СФЗ** в целом по ряду причин представляет собой более сложный объект для анализа динамики его формирования.

Одна из причин – это плохая обнаженность толщи, хуже, чем в более восточных районах, поэтому изучить послойный разрез  $J_{1-2}$  в одном месте нельзя и отдельные части разреза описывались в разных местах. Кроме того, стратиграфическое расчленение отложений здесь также хуже и проведение корреляции с разрезами восточных областей не всегда возможно. На некоторых интервалах разрезов отсутствуют или слабо выражены направленные литологические изменения (прежде всего это касается тоар-ааленских отложений), что затрудняет выявление циклов осадконакопления. Вместе с тем некоторые этапы развития региона можно охарактеризовать достаточно уверенно.

Вполне закономерное строение характерно для *верийотской свиты* (верхний синемюр – нижний плинсбах), которая изучалась нами в бассейне р. М. Лаба. Ее базальные горизонты песчаников (20–30 м) несогласно перекрывают

доюрские образования. Основная часть свиты сложена глинисто-алевритовыми отложениями, которые судя по различным признакам, накапливались в относительно неглубоком морском бассейне. В кровле свиты залегает горизонт песчаных известняков, содержащих Fe-оолиты; в ассоциации с ними встречаются биогермные постройки (несколько метров в высоту) с шлейфом продуктов их разрушения. Перекрываются они глинистыми отложениями уже верхнего плинсбаха. Таким образом, можно уверенно говорить о заметном падении уровня моря на границе раннего и позднего плинсбаха, с чем связано образование карбонатных или терригенно-карбонатных отложений.

Верийская свита перекрывается отложениями *псебайской свиты* (верхний плинсбах – низы нижнего байоса). Обычно она подразделяется на 3 части: нижняя (верхний плинсбах), средняя (верхний плинсбах – средний тоар), верхняя (верхний тоар – низы нижнего байоса); к востоку нижняя подсвита и основная часть средней выклиниваются [Панов, 1976 и др.]. Нижняя подсвита, преимущественно глинистая, интересна тем, что в её кровле появляются массивные песчаники. В бассейне р. М. Лаба они представлены двумя горизонтами – ахызыртским и богачихинским, разделенными пачкой глинисто-алевролитовых отложений. В западном направлении песчаники замещаются преимущественно алевролитами, к востоку они сливаются в единый горизонт.

Появление в разрезе этих песчаников не было внезапным – под ними залегает пачка (15–20 м) чередования глинистых и песчаных пластов, причем мощность последних возрастает вверх по разрезу от первых дм до 1 м. На подошве песчаных пластов переходной пачки и основного горизонта песчаников Ахызырта встречаются следы потоков преимущественно Ю-З направления – 220–230°, но некоторые подошвенные знаки имеют ориентацию 170° и даже 110°. Песчаники в основном мелкозернистые, со слабо различимой горизонтальной или очень пологой косою слоистостью; на плоскостях напластования часто встречаются фрагменты растений. В кровле песчаников Ахызырта (р. М. Лаба) материал грубозернистый, есть гравийные зерна.

Верхний богачихинский горизонт песчаников отделяется от песчаников Ахызырта глинисто-алевролитово-песчаной пачкой переслаивания, в которой количество песчаников также нарастает сверху, т.е. прослеживается аналогичный переход, как и в нижележащей толще. Таким образом, появление песчаных горизонтов является отражением достаточно быстрых (относительно), но вполне закономерных изменений в бассейне

седиментации, связанных скорее всего с колебаниями уровня моря.

Наиболее естественным, логичным выглядело бы появление этих песчаников вблизи границы плинсбах/тоар. Однако в перекрывающих их отложениях была найдена фауна аммонитов *Amaltheus*. К сожалению, неясно сделаны ли эти находки в конкреционных конгломератах (т.е. аммониты были перемыты) или в породах без следов переотложения осадочного материала. Так, например, вызывают сомнения условия залегания фауны аммонитов и их массовое скопление над горизонтом песчаников на правом берегу р. Бугунжи [Живаго, Казакова, 1960]. Не являются ли эти скопления результатом перемыва отложений? Смущает также то, что при отнесении песчаников Ахызырта к средним частям верхнего плинсбаха переход от плинсбаха к тоару выглядит вполне постепенным, в то время как везде в более восточных областях с этим этапом связано появление следов перестройки режима осадконакопления. Такая с нашей точки зрения «нелогичная» ситуация могла возникнуть по разным причинам.

Достаточно очевидно, что песчаники Ахызырта венчают определенный седиментационный цикл, на что указывает и Д.И. Панов [1976]. По аналогии с более восточными районами можно было бы предположить, что он соответствует в полном объеме верхнеплинсбахскому циклу (фараскатские и мизурские слои). И это наиболее логичное и естественное предположение. Однако в таком случае появление *Amaltheus* над горизонтом песчаников требует объяснения.

Исследования плинсбахских отложений в районе р. Белой (р. Дах, р. Сахрай) показали, что для этого этапа были характерны весьма неспокойные условия осадконакопления: в толще наблюдаются многочисленные следы нарушения первоначального залегания слоев – оползания, обвалы и т.д. Встречается много включений в глинистом матрикс фрагментов песчаников, кристаллических сланцев, конгломератов и т.д. Некоторые интервалы глинистых пород не несут никаких следов первоначальной осадочной структуры, что связано, очевидно, с хаотическим перемещением ещё нелитифицированной массы отложений. Судя по этим признакам, здесь был достаточно расчлененный рельеф дна, что совместно с активной сейсмической деятельностью обуславливало нестабильность положения отложений, их срыв и перемещение на некоторое расстояние.

В разрезе по р. М. Лаба в толще под песчаниками Ахызырта на достаточно больших интервалах (несколько десятков метров) первичная седи-

ментационная структура отложений также не сохраняется; местами отмечается нарушение первоначального залегания диагенетических конкреций. К сожалению, нам не удалось наблюдать те интервалы над песчаниками Ахызырта, где были найдены аммониты *Amaltheus*, однако здесь также нельзя исключить возможность переотложения масс глинистого материала и заключенной в ней фауны. Определенную аналогию можно провести с разрезом по р. Ардон, где мизурские слои перекрываются переходной глинистой толщей, которая ещё не может быть отнесена к следующему седиментационному циклу.

В связи с изложенным мы с определенной долей условности считаем возможным рассматривать нижнюю подсвиту псебайской свиты в качестве седиментационного цикла, отвечающего аналогичному циклу в более восточных районах Центрального Кавказа.

Конечно не исключено, что эта часть Лабино-Малкинской СФЗ характеризовалась своим, несколько отличным режимом тектонического, а соответственно и седиментационного развития на позднеплейстоценовом – ааленском этапе.

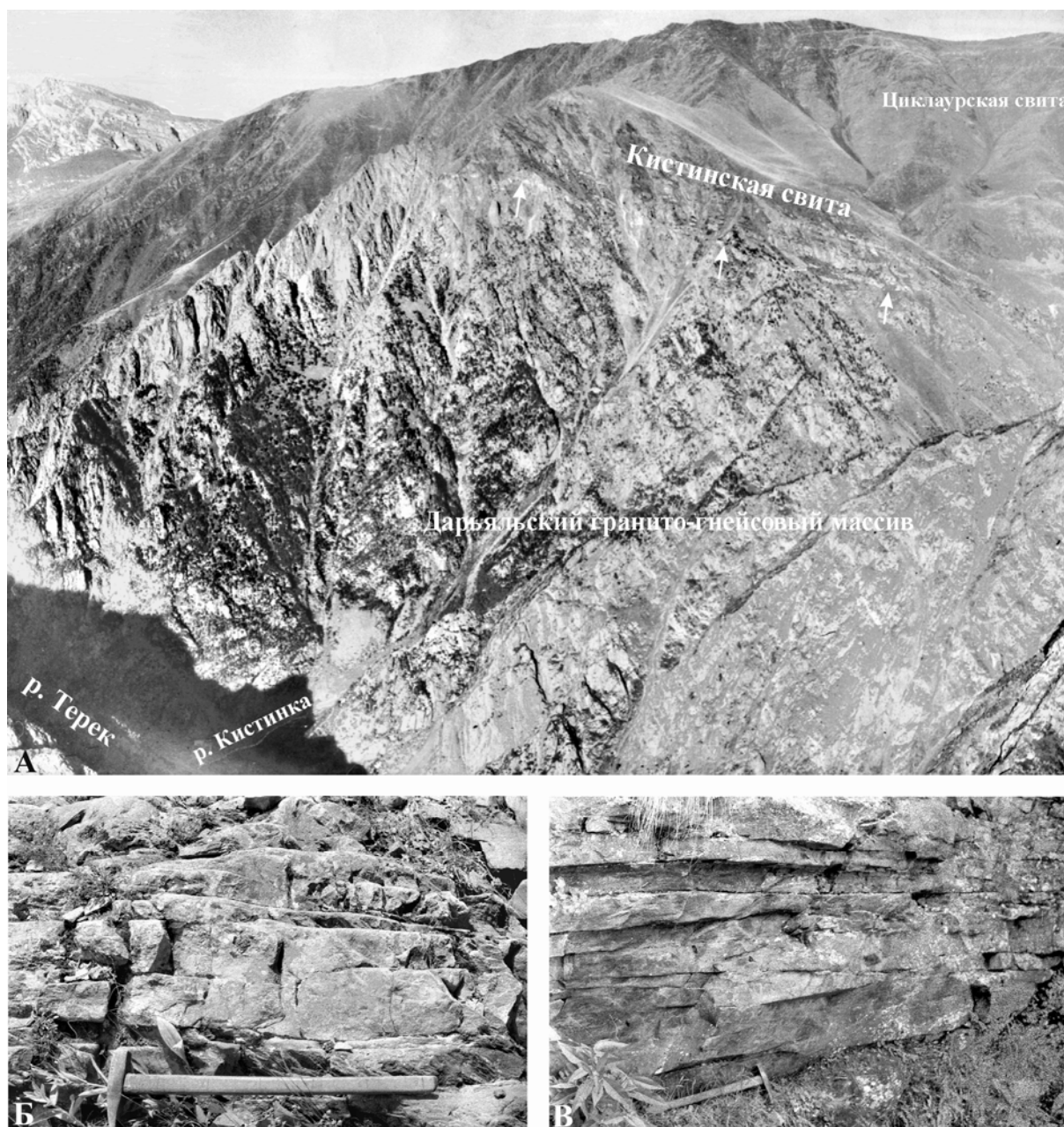
Более высокие горизонты разреза – (тоар – низы нижнего байоса) представлены преимущественно глинистыми отложениями и выделить в них какие-либо отчетливо выраженные седиментационные циклы затруднительно, особенно в условиях плохой обнаженности коренных пород, что весьма типично для этого района Кавказа. Вместе с тем, дополнительные литологические исследования, учитывающие тонкие изменения в характере седиментации, очевидно, позволят в будущем выделить в этой толще естественные седиментационные циклы, коррелируемые с таковыми в других, более восточных районах Северного Кавказа.

К западу Дигоро-Осетинская СФЗ переходит в Архыз-Гузерицкую СФЗ. Отложения этой зоны изучались нами в разных ее частях: в восточной – в Кыртыкской впадине (р. Кыртык, левый приток р. Баксан), в центральной – в верховьях р. Б. Зеленчук – по р. Архыз и ее притокам, в западной – по р. Белой и ее правому притоку р. Молчепе. Здесь развиты отложения синемюра – аалена (верийская, чубинская, тубинская и другие свиты). Очевидно, вследствие относительной удаленности этой зоны от поставлявших осадочный материал речных систем, отложения здесь более глинистые, доля песчаных пород сравнительно невелика и для разрезов свит в целом не характерна такая литологическая контрастность между нижними и верхними частями свит и подсвит, которая присуща осадочным толщам Дигоро-Осетинской, Восточно-Балкарской и Лабино-

Малкинской СФЗ. Поэтому разрезы Архыз-Гузерицкой СФЗ менее информативны для анализа эволюции бассейновой седиментации по сравнению со смежными СФЗ. В настоящей работе мы не будем детально описывать развитые здесь отложения, поскольку в достаточно полной мере их характеристика приведена в [Панов, 1976; Панов и др., 1964; Юра Кавказа, 1992 и др.]. Отдельных сторон их седиментологической характеристики будем касаться в дальнейшем при обсуждении вопросов развития бассейна.

**Псеашхинская СФЗ.** О характере осадконакопления на начальном этапе развития бассейна седиментации можно судить по отложениям *кистинской свиты* (синемюр – нижний плинсбах [Панов, 1976]), характеризующим фацальные обстановки в пределах центральных осевых частей прогиба Большого Кавказа (изучалась нами в разрезах бассейна рек Терек и Гизельдон, мощность около 1000 м)(рис. 2.7).

В грубозернистых породах свиты нередко отмечается однонаправленная косая слоистость, причем иногда многоэтажная, что свидетельствует о существовании здесь (по крайней мере периодически) устойчивых водных потоков, очевидно, связанных с деятельностью речных систем. В глинистых отложениях на плоскостях напластования часто встречаются отпечатки листьев и стеблей наземных растений, которые иногда имеют определенную ориентировку. В отдельных интервалах скопления растительного материала весьма обильны, что местами придает этим отложениям вид углистых сланцев. В отличие от флористических остатков, находки фауны в этих отложениях исключительно редки (единичные трудноопределимые двустворки). Таким образом, здесь, судя по разным признакам, были развиты аллювиальные, озерные, озерно-болотные фации, возможно также прибрежно-морские. Осадконакопление, очевидно, происходило на пенеуплензированной прибрежной аллювиальной равнине, осложненной местами поднятиями доюрского фундамента. Широко были развиты озерные и озерно-болотные обстановки. В периоды поднятия уровня моря прибрежная равнина, видимо, затапливалась, но ненадолго. В южном направлении доля морских фаций, очевидно, возрастала, с чем связано появление в разрезах южного склона Большого Кавказа фауны аммонитов (весьма немногочисленной). Интенсивность прогибания территории на этом этапе была относительно невелика и накапливавшиеся осадки часто подвергались перемывам и переотложению. Вследствие этого суммарные, итоговые скорости накопления осадочной толщи были сравнительно низкими.



**Рис. 2.7.** Отложения кистинской свиты в разрезе бассейна р. Терек

А – налегание отложений кистинской свиты на Дарьяльский гранито-гнейсовый массив на правом берегу р. Терек; подошва свиты показана стрелками (фото М.Ю. Никитина); Б, В – песчаники кистинской свиты, мощность пластов по простиранию заметно меняется (длина молотка 0,7 м)

Постепенные переходы от глинистых к песчаным пачкам позволяют в ряде случаев предполагать наличие в толще осадочных циклов. Однако это прослеживается не всегда, что, видимо, связано с частым размывом и переотложением осадков и, соответственно, нарушением первичной структуры отложений.

Структура разреза свиты по р. Кистинка позволяет выделить три крупных этапа в ее формировании, поскольку нижняя (~200–250 м) и верхняя (~400 м)

части свиты сложены грубым песчано-гравелитовым материалом, тогда как в средней (~350–400 м) появляются глинисто-алевролитовые пачки.

Отложения этой свиты в целом малоинформативны для анализа динамики развития бассейна, так как нестабильные условия накопления толщи, сопровождавшиеся перерывами и переотложением осадочного материала, не способствовали сохранению в разрезах признаков реальной последовательности седиментационных событий.

Переход от кистинской свиты к перекрывающим ее отложениям *циклаурской свиты* (верхний плинсбах – низы тоара [Панов, 1976; Юра Кавказа, 1992 и др.]) резкий, происходит в интервале 1,5–2 м без видимого (в пределах обнажения) углового несогласия. Мощность свиты, по оценке А.И. Гущина и Д.И. Панова, – 1500–1650 м. Свита представлена в основном глинисто-алевритовыми сланцами, часто тонкополосчатыми. Исключительно редко встречаются маломощные (10–30 см) прослои песчаников (рр. Шондон, Асса). Прослои алевролитов и песчаников являются дистальными фациями плотностных потоков, возникавших в пределах северного борта водоема. В целом разрез циклаурской свиты в бассейне р. Терек можно разделить на три части: нижнюю глинисто-алевритовую (~650 м), среднюю шелковистых глинистых сланцев (~300 м) и верхнюю глинисто-алевритовую (700 м). Свита характеризуется постоянством состава на площади ее развития.

*Ларская свита* (зона *H. bifrons* нижнего тоара – верхний тоар) согласно перекрывает циклаурскую свиту и представлена толщами чередования (в том числе флишоидного облика) песчаников, алевролитов и аргиллитов. По появлению этого чередования проводится нижняя граница свиты; кровля свиты в бассейне р. Терек срезана Нелхским разломом. Мощность оценивается в 2700 м (разрез по ущелью Хан-кол [Гущин, 1986]). В составе свиты выделяются две подсвиты: нижняя (~1500 м) – неравномерного чередования пачек грубополосчатого переслаивания песчанистых и глинистых алевролитов, содержащих пакеты (5–15 м) флишоидного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников; верхняя (~1200 м) – тонкополосчатых глинистых алевролитов с редкими пачками переслаивания песчанистых и глинистых алевролитов с прослоями песчаников [Гущин, 1986]. Изменение состава отложений свиты по площади незначительно.

Выделение в циклаурско-ларской толще естественных циклов пока осуществить трудно. Появление в разрезе пачек переслаивания песчаников и алевритистых аргиллитов, как было показано выше на примере галиатской и ксуртской свит, не означает существенного изменения условий седиментации, а может быть связано с поставкой материала временными турбидитовыми потоками.

### Формирование структуры терригенного комплекса

В части бассейна, которая соответствует Центральному Кавказу, так же как и в его более

восточных районах, существенное влияние на осадочный процесс и на формирование структуры терригенного комплекса оказывали такие факторы, как неравномерность прогибания ложа водоема, колебания уровня моря и интенсивность поставки в бассейн осадочного материала речными системами.

Влияние на осадочный процесс интенсивности поставки материала хорошо видно при сравнении разных частей бассейна. В его восточной части мощное проявление этого фактора, связанного с крупной речной системой, привело, в частности, к формированию геоморфологически отчетливо выраженного конуса аванделты, что обусловило нивелирование неровностей рельефа дна, связанных с тектоническими процессами, и установление специфического режима склоновой седиментации. В центральнокавказском сегменте, где вместо одной крупной реки существовала система сравнительно небольших речек, интенсивность его проявления была меньше и тектонически обусловленные характеристики рельефа (например, ступенчатость склона) сохранялись дольше, что также отражалось на характере седиментации; вместе с тем, и здесь в бассейн выносились большие массы материала, с чем были связаны очень высокие скорости осадконакопления.

Погружение ложа водоема, несомненно, являлось основной причиной накопления мощных терригенных толщ и это обстоятельство является достаточно очевидным. Однако, как и в восточной части бассейна, погружение не было равномерным, а носило прерывистый, импульсный характер.

О характере погружения ложа бассейна в синемюре – раннем плинсбахе можно судить по отложениям кистинской свиты. Их слабая структурированность, отсутствие цикличности свидетельствуют об относительной равномерности погружения. Суммарная величина погружения была более 1 км, но произошло оно за весьма длительный период, в связи с чем относительные темпы погружения можно оценивать как невысокие. В садонской свите, хотя и выделяются циклы, но они имеют вулканическую природу, а не седиментационную.

Гораздо лучше охарактеризован следующий этап прогибания ложа бассейна. В осевых частях водоема быстрый, резкий переход от грубых отложений кистинской свиты к глинистым толщам циклаурской свидетельствует о резком изменении условий седиментации.

Основная часть мизурской свиты – фарагатские и мизурские слои позволяют оценить динамику прогибания в пределах Дигоро-



Осетинской и Восточно-Балкарской СФЗ. Как было показано выше, накопление фытынских слоев, залегающих в основании мизурской свиты, происходило либо в континентальных условиях, либо в исключительно мелководных морских. Таким образом, эти отложения можно рассматривать как некоторую «нулевую отметку», примерно совпадающую с уровнем водоема. Другим «нулевым» уровнем является перекрывающая мизурскую свиту (или точнее, залегающая в её кровле) пачка алевролитистых аргиллитов, в которых заключены горизонт с Fe-оолитами и биогермы, т.е. отложения, накапливавшиеся в крайне мелководных условиях и даже выводившиеся местами из-под уровня моря. Между этими реперными уровнями залегают глинистые фараскатские и песчаниковые мизурские слои, совокупность которых образует как бы регрессивный цикл.

Темп трансгрессии, сопряженной с прогибанием, был очень высок, о чем можно судить по тому, что в целом однотипные условия осадконакопления быстро устанавливались практически на всей площади шельфа. Причем довольно выдержанная мощность нижней части трансгрессивной серии свидетельствует о существенной пенеппенизации затоплявшейся суши в результате экзогенных процессов предшествовавших трансгрессии. Следует отметить, что на пульсационный характер трансгрессий уже указывалось некоторыми исследователями [Безносков, 1967 и др.]. Продвижение береговой линии на север привело к затоплению дельт рек, впадавших в водоем и поставлявших осадочный материал. Повышение базиса эрозии вызвало замедление денудации суши. Несомненно реками относительно крупный обломочный материал, видимо, аккумулировался в затопленных долинах рек и непосредственно вдоль берега; в более погруженных частях шельфа накапливались более тонкие (глинистые) отложения, иногда обогащавшиеся песчано-алевритовым материалом. В дальнейшем, по мере накопления осадочного материала на шельфе и соответственно уменьшения его глубины и образования новых дельт песчаный материал начал разноситься по шельфу волновой деятельностью и вдольбереговыми течениями. Причем на этом этапе осадконакопления происходила хорошая сортировка материала в водоеме в результате достаточно высокой гидродинамической активности и глинистый материал выносился за пределы шельфа в более мористые области, где, например, в позднеплинсбахское время шло накопление глинистых отложений циклаурской свиты.

Близкая по структуре литологическая последовательность установлена И.С. Чумаковым в

долине р. Нила [Чумаков, 1967]. Возникла она при сходных обстоятельствах: исключительно быстрый подъем уровня Средиземного моря в конце неогена в результате открытия Гибралтарского пролива привел к затоплению долины. В результате этого грубый материал начал сгущаться в её верхней части, а тонкий глинистый выносился дальше, формируя нижнюю часть цикла; в последующем область аккумуляции песчаных осадков начала перемещаться вниз по долине, образуя верхнюю часть толщи. Как видим в результате быстрой ингрессии возникла литологическая вертикальная последовательность – от тонкозернистых глинистых к грубозернистым песчаным отложениям, то есть аналогичная последовательности, наблюдаемой в мизурской свите. Таким образом существуют все основания считать, что как трансгрессии, так и прогибание были весьма быстрыми процессами на начальных этапах седиментационных циклов, а в дальнейшем либо существенно замедлялись, либо вообще прекращались, а накопление отложений носило компенсационный характер. Причем начало быстрого прогибания предвещалось или в самом начале сопровождалось возрастанием сейсмической активности в регионе.

Величину прогибания северной периферии бассейна на этом этапе приблизительно можно определить по мощности фараскатских и мизурских слоев. Конечно, следует делать поправку на уплотнение отложений, особенно глинистых фараскатских слоев. Для глинистых пород этого типа коэффициент уплотнения следует оценивать в 2–2,5, для песчаных – в 1,3–1,5.

Мощность фараскатско-мизурского интервала, по нашим оценкам, следующая: Восточно-Балкарская СФЗ, р. Черек Безенгийский – 120 м, Дигоро-Осетинская СФЗ, с. Лезгор – 160 м, с. Фараскат – 160 м, с. Фаснал – 340 м, р. Ардон (б. Ксурт) 320–330 м. Как видим выделяются две группы разрезов: Черек, Лезгор и Фараскат (120 и 160 м) и Фаснал и Ардон (320–340 м), мощности которых различаются ~ в 2 раза. Существующее различие, по нашему мнению, объясняется накоплением отложений в пределах разных геоморфологических ступеней, разделенных конседиментационным разломом, который располагался несколько севернее с. Фаснал. Этот разлом, видимо, был наиболее северным из группы конседиментационных разломов, осложнявших структуру юрской толщи в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ, и ранее ограничивал распространение к северу отложений садонской свиты. Соответственно, прогибание в Восточно-Балкарской СФЗ и в самой северной части Дигоро-Осетинской СФЗ произошло на 120–160 м, а с учетом уплотнения, очевидно,

не менее, чем на 200–300 м; в более южной части – на 320–340 м, а учитывая уплотнение – не менее чем на 550–600 м. Отметим, что мощность аналогов мизурской свиты в Штулу-Харесской депрессии (г. Мацута) также около 350 м.

Следующий седиментационный цикл, связанный с погружением, соответствует примерно галиатской, ксуртской свитам и части джимаринской. Как отмечалось выше, погружению и в этом случае предшествовало усиление сейсмической активности района (различные признаки этого присутствуют в отложениях, перекрывающих песчаники мизурской свиты).

Сразу над этим горизонтом залегают отложения, различные признаки которых свидетельствуют об их накоплении на сравнительно большой глубине и в гидродинамически спокойных условиях – это тонкоотмученные голубовато-серые аргиллиты с тонкими (0,5–1 см) ритмично залегающими (через 10–30 см) сидеритовыми прослоями. Выше по разрезу постепенно увеличивается примесь песчано-алевритового материала. Перекрываются отложения этого цикла горизонтом с явными признаками его образования в условиях крайнего мелководья (конкреционные конгломераты, биогермы, следы субаэральной экспозиции). Мощность седиментационного цикла, ограниченного снизу и сверху уровнями «нулевой глубины», следующая: Лезгор – 450 м, Фараскат – 470 м, Фаснал – 680 м, Ардон – 600 м. Вводя поправку на уплотнение преимущественно глинистых отложений цикла можно говорить, видимо, о погружении части ступени в районе Лезгор – Фараскат почти на 800–900 м, а южнее – Фаснал – Ардон (Ксурт) не менее, чем на 1100 м. Этот цикл приблизительно соответствует нижне- и верхнегигитским слоям Восточно-Балкарской и Лабино-Малкинской СФЗ: здесь прогибание было одинаково, но заметно меньше, чем в более южных районах и составляло соответственно 115–120 и 130 м (т.е. около 200 м). По всей видимости, на этом этапе территория Дигоро-Осетинской СФЗ также отделялась от Восточно-Балкарской и Лабино-Малкинской СФЗ конседиментационным разломом.

Отмеченные величины погружения являлись суммарными и соответствовали сравнительно большому промежутку времени – в несколько млн лет. Причем динамика погружения была такова, что на начальном этапе прогибание было резким, быстрым, наиболее интенсивным, но тем не менее составляло лишь часть его итоговой величины. В дальнейшем опускание ложа водоема продолжалось, но существенно более медленными темпами. На протяжении всего цикла проги-

бания происходило активное компенсационное заполнение этой части бассейна осадочным материалом.

Продолжительность послемизурского цикла определяется находкой в его кровле находившегося *in situ* аммонита, соответствующего зоне *G. thouarsense*.

Примерно в средней части этого цикла был зафиксирован эпизод (в северных разрезах Дигоро-Осетинской СФЗ – Лезгор и Фараскат), ознаменовавшийся образованием пласта с признаками обмеления и образованием конкреционного конгломерата; южнее этот эпизод в разрезах не зафиксирован. Возможно, что самая северная часть Дигоро-Осетинской СФЗ в это время испытала некоторое поднятие или, по крайней мере приостановилось ее погружение. Во всяком случае появление этого горизонта следует связывать с относительным понижением уровня моря.

Из-за отсутствия в настоящее время в бассейне рек Урух и Ардон доступных для наблюдения (обнаженных) непрерывных разрезов самых верхов тоара и аалена мы не можем реконструировать динамику прогибания бассейна на этом этапе с достаточной степенью достоверности. Глинистые разрезы более северных территорий также малоинформативны для этих целей.

Для оценки динамики прогибания дна водоема на заключительном этапе добайосской его истории интерес представляет фортаухская свита междуручья Терек/Асса. Слагающие её отложения накапливались на фоне несколько иного режима погружения, чем более древние свиты. Мощность свиты – около 600 м и она содержит много горизонтов, образовавшихся в крайне мелководных условиях. Об этом свидетельствуют пласты, содержащие следы корней растений; причем залегают эти горизонты ритмично – через 20–25 м, а в верхней части свиты – 10–15 м. Подобная структура толщи как нам представляется, могла возникнуть в результате следующих альтернативных причин. 1. Достаточно равномерное опускание дна водоема с высокими темпами осадконакопления осложнялся сравнительно частыми флуктуациями моря (отражение циклов Миланковича). 2. Пульсационный характер прогибания, повторявшийся многократно, с компенсационным заполнением этой части водоема осадочным материалом. Нам представляется наиболее вероятным первый вариант.

Верхнеааленские преимущественно глинистые отложения Восточно-Балкарской и Лабино-Малкинской СФЗ, в которых отсутствует литологическое выражение циклов, подобных позднелинсабахскому или тоарскому циклам, также свидетельствуют о более или менее стабильных

обстановках компенсационного осадконакопления на фоне медленного погружения. Причем, как было показано выше, вблизи границы с байосом (Восточно-Балкарская СФЗ) произошло обмеление бассейна и образование карбонатизированного горизонта с Fe-оолитами.

Таким образом, анализ структуры осадочных толщ позволяет в лейас-аленской истории центральнокавказского сегмента бассейна выделить 3 этапа, различавшиеся по динамике и интенсивности погружения. На первом этапе – синемюрранний плинсбах – погружение началось, но происходило невысокими темпами и более или менее равномерно, вследствие чего накопились слабоструктурированные комплексы кистинской, садонской, вериютской свит. Второй этап наступил в начале позднего плинсбаха, продолжался в тоаре и, видимо, в первой половине аалена. Для него были характерны очень высокие темпы прогибания, которое на определенных этапах приобретало характер импульсного, скачкообразного. Третий этап – поздний аален и, может быть, самое начало байоса, как и первый, характеризовался более равномерным и относительно замедленным погружением.

О байосском этапе развития Центрального и Западного Кавказа говорить сложнее, так как толщи представлены преимущественно глинистыми осадками и выделить в них крупные литологические тренды в тех разрезах, которые мы изучили, в настоящее время не удалось.

Значительный интерес представляет сопоставление этапов погружения ложа бассейна в

восточной и центральной частях Северного Кавказа. Однако сделать это непросто. В Агвали-Хивской СФЗ низы разреза – его верхнеплинсбахская часть не вскрываются, а в следующей к югу Метлюта-Ахтычайской СФЗ в мощной (> 3 км) верхнеплинсбахской толще выделяются несколько крупных ритмов, но генезис их можно трактовать по-разному.

В тоарской части разреза Агвали-Хивской СФЗ выявляется больше седиментационных ритмов по сравнению с Центральным Кавказом. Сгруппировав эти ритмы, сопоставление провести можно, но для этого требуется уточнение датировок некоторых стратиграфических подразделений. Однако достаточно ясно, что развитие прогибания восточного сегмента бассейна происходило по особому сценарию – подразделялось на более дробные этапы. Очевидно, это было связано с большой нагрузкой на ложе бассейна, которую оказывали огромные массы осадочного материала, выносившиеся рекой и концентрировавшиеся в пределах развития дельтового комплекса.

Как было показано выше, с прогибанием ложа бассейна тесно связано развитие трансгрессий и регрессий, которые являются мощным фактором, влияющим на осадочный процесс. Однако трансгрессии и регрессии не всегда были сопряжены с импульсами прогибания, что отчетливо проявилось при их сопоставлении с прогибанием в районах Восточного Кавказа. Вопрос о развитии трансгрессий и регрессий, об их связи с эвстатическими колебаниями уровня моря требует специального рассмотрения.

### ГЛАВА 3. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В СВЯЗИ С КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ МОРЯ (ТРАНСГРЕССИЯМИ И РЕГРЕССИЯМИ)

Из изложенного выше материала и из многочисленных работ, посвященных разным аспектам геологии нижне- и среднеюрского осадочного комплекса Большого Кавказа, видим, что при сходном в общих чертах терригенном литологическом составе, для него свойственно довольно сложное строение. Здесь выделяются много десятков региональных свит [Решение..., 1977; Юра Кавказа, 1992 и др.], характеризующих смену условий осадконакопления как в латеральном, так и в вертикальном направлении. Вместе с тем, в строении отложений, развитых как в смежных, так и в удаленных друг от друга частях региона, намечается ряд общих черт, появление которых могло быть связано с действием одних и тех же факторов, отражающих общие закономерности эволюции бассейна седиментации. Некоторые из этих закономерностей связаны с трансгрессивными и регрессивными этапами в развитии всего Кавказского водоема. Вопрос о влиянии этих факторов на накопление осадочных толщ неоднократно нами обсуждался [Гаврилов, 1989, 1990, 1994 и др.].

В результате проводившихся исследований юрских отложений Большого Кавказа было установлено, что в целом на протяжении ранней и средней юры происходило постепенное расширение Кавказского водоема [Безносков и др., 1960; Панов, 1976 и др.]. Одной из основных причин трансгрессии, как мы видели выше, являлось интенсивное прогибание ложа бассейна. В погружение с течением времени вовлекались новые участки суши, а море соответственно занимало все большую территорию. Одновременно следует учитывать, что кавказские бассейны были частью Тетиса, для которого в юрское время установлены периоды колебаний уровня моря, носивших преимущественно характер эвстатических. Соответственно эвстатические изменения уровня моря должны были проявиться и в Кавказском регионе. Сочетание таких факторов, как погружение ложа кавказских прогибов и эвстатические колебания в морях Тетиса, обусловило далеко не равномерный характер развития трансгрессий, что в значительной степени повлияло на накопление осадочного материала.

Перемещение со временем береговой линии, т.е. трансгрессивные и регрессивные эпизоды, оказывали определяющее влияние на характер поставки в водоем осадочного материала, поскольку в результате этих процессов видоизменялись (образовывались или, наоборот, прекращали

свою деятельность) дельты рек, системы подводных каньонов и т.д.; смещался депоцентр осадочного бассейна, иногда переотлагались ранее накопившиеся большие массы осадков, что и обусловило сравнительную сложность строения терригенного комплекса  $J_{1-2}$ . В связи с этим для реконструкции характера осадконакопления в прогибе Большого Кавказа весьма важным является вопрос о динамике развития ранне- и среднеюрской трансгрессии.

Наиболее подходящим объектом для рассмотрения этого вопроса являются юрские отложения именно Северного Кавказа и прежде всего его центральных районов, где они фаунистически хорошо охарактеризованы, и достаточно четко прослеживаются взаимоотношения между осадочными комплексами. Данные по другим районам Кавказа либо подтверждают, либо по крайней мере не противоречат полученным выводам.

#### Трансгрессивные этапы в развитии водоема

Поскольку ранне- и среднеюрская трансгрессия имела общекавказский характер, можно ожидать существования и общих, для Кавказа особенностей динамики развития этого процесса. В результате проведения стратиграфических исследований юрских отложений стало возможным объединить разнообразные и многочисленные местные свиты в крупные региональные стратиграфические подразделения – горизонты [Панов, 1976, Панов, Гушин, 1987], которые отвечают определенным этапам эволюции бассейна осадконакопления в целом.

Начальный этап формирования прогиба Большого Кавказа ознаменовался образованием отложений сванетского горизонта (кистинская свита и ее аналоги) [Панов, Гушин, 1987], возраст которого геттанг (?) – синемюр – нижний плинсбах. Подошва сванетского горизонта в разных районах датируется не одинаково – от самых низов синемюра (геттанга?) в осевой части и на южном борту прогиба до нижнего плинсбаха на северном борту прогиба и в южной части Скифской плиты. Слабая фаунистическая охарактеризованность отложений этого горизонта, к сожалению, затрудняет выяснение динамики развития трансгрессии на этом этапе.

Вместе с тем отмечалось, что трансгрессия, начавшаяся в позднем геттанге (?) – начале синемюра, была процессом неравномерным, о чем

свидетельствует различный объем сванетского горизонта в разных районах [Панов, Гушин, 1987]. По меняющемуся возрасту основания терригенного комплекса (кистинская и вериютская свиты) можно, видимо, говорить о первой половине позднего синемюра и начале плинсбаха, как об этапах расширения водоема и возникновения новых областей осадконакопления.

В отличие от подошвы сванетского горизонта, его кровля характеризуется довольно четко выраженным переходом к вышележащим отложениям в целом иного литологического состава (циклаурский горизонт). Преимущественно глинистые отложения циклаурского горизонта (верхний плинсбах – нижняя часть нижнего тоара [Панов, 1976, 2003; Панов, Гушин, 1987] распространены на больших площадях, чем накопившиеся ранее: в начале этого этапа произошло расширение водоема и заметное углубление его центральной части, где стали накапливаться сравнительно тонкие осадки. О весьма высоких темпах развития трансгрессии можно судить по особенностям строения верхнеплинсбахской толщи центральных районов Северного Кавказа (об этом говорилось выше при обсуждении вопроса о прогибании): море на рубеже раннего и позднего плинсбаха быстро продвинулось к северу, по крайней мере на несколько десятков километров. В результате этого образовалась область сравнительно мелководного осадконакопления, типичного для шельфа. Причем условия седиментации характеризовались здесь однотипностью и стабильностью на площади.

Накопление отложений казбекского горизонта (верхняя часть нижнего тоара – верхний тоар [Панов, Гушин, 1987] также началось быстрым продвижением моря к северу – затопленной теперь оказалась южная часть Скифской плиты, которая стала выполнять функции шельфа, в то время как территория южной части Дигоро-Осетинской СФЗ превратилась в склон бассейна. Нижняя граница казбекского горизонта (джигиатской свиты) в пределах Лабино-Малкинской СФЗ датировалась основанием аммонитовой зоны *Hildoceras bifrons*; однако данные, полученные в дальнейшем В.П. Казаковой, свидетельствуют о том, что она проходит внутри зоны *Harpoceras falciferum* [Казакова, 1987], а соответственно этим временем определяется и граница между циклаурским и казбекским горизонтами. Таким образом, следует считать, что новый трансгрессивный этап начался в середине раннего тоара. Так же как и в позднеплинсбахское время, после быстрого продвижения моря к северу в пределах новообразованного шельфа началось сравнительно стабильное осадконакопление. Причем в обоих случаях схема

формирования осадочных толщ на шельфе в целом была сходной: вначале (после образования маломощного слоя базальных песчаников и гравелитов) происходило накопление глинисто-алевритовых осадков, которые в дальнейшем сменялись песчаными отложениями мелководного шельфа. Как было показано выше (см. главу 2) строение толщ, накапливавшихся в области шельфа в позднеплинсбахское время в Дигоро-Осетинской СФЗ и второй половине раннего тоара – начале позднего тоара в Лабино-Малкинской СФЗ одинаково, что свидетельствует о единой направленности в изменении режима осадконакопления в сходных фациальных условиях. Темп развития трансгрессий в обоих случаях был высок, о чем можно судить по установлению практически на всей площади шельфа однотипных условий осадконакопления.

На Северном Кавказе и в Предкавказье наиболее широким распространением пользуются отложения анчхойского горизонта (аален – низы нижнего байоса [Панов, Гушин, 1987]) и в особенности верхнеааленские отложения. Поздний аален ознаменовался еще одним трансгрессивным импульсом – море покрыло обширные пространства Восточного Предкавказья. И здесь, и в более западных районах Лабино-Малкинской СФЗ какие бы отложения в это время ни образовывались (глинистые или песчаные), повсюду они несут следы накопления в условиях сравнительного мелководья. Самая верхняя (регрессивная) часть этого горизонта замещается алевролитами, песчаниками и линзовидными пачками органично-обломочных известняков [Панов, 1976, Панов, Гушин, 1987]. Накопление отложений анчхойского горизонта было прервано регрессией в самом конце аалена – начале байоса.

Раннебайосская трансгрессия, начавшаяся, как считает Н.В. Безносков [1967], не позднее конца времени *Sonninia sowerbyi*, достигла максимума во время *Stephanoceras humphriesianum*. Только в некоторых районах горной части Дагестана нижебайосские отложения (кумухский горизонт [Безносков, 1967, Панов, Гушин, 1987]) без видимого перерыва залегают на ааленских; на остальной же части Северного Кавказа толща нижнего байоса лежит трансгрессивно на всех подстилающих отложениях и соответствует двум верхним зонам нижнего байоса, в то время как на нижнюю зону в основном приходится перерыв [Безносков, 1967]. Раннебайосский этап осадконакопления закончился кратковременной регрессией. В начале позднего байоса в результате нового трансгрессивного импульса море продвинулось далеко на север, и накапливавшиеся здесь в те-

чение позднего байоса и раннего бата отложения (цудахарский горизонт [Безносков, 1961; Панов, Гушин, 1987]) перекрыли добайосские образования [Безносков, 1961, 1960; Казакова, 1964 и др.].

Считается, что циклаурский, казбекский и анчхойский горизонты составляют единую и непрерывную серию отложений, объединяемую в себельдинский комплекс, который отражает один крупный этап геологического развития Большого Кавказа [Панов, Гушин, 1987]. Нам представляется, что это положение справедливо прежде всего для центральных осевых областей юрского бассейна осадконакопления, что же касается его краевых частей, то здесь обнаруживается более прихотливая картина образования себельдинского комплекса: общее трансгрессивное развитие бассейна осложнялось периодами отступления моря, которые предшествовали этапам быстрых трансгрессий и примерно соответствовали границам между горизонтами.

#### Регрессивные этапы в развитии водоема

Трансгрессивная в целом направленность развития Кавказского водоема подтверждается многочисленными данными. Вместе с тем, появление на обширной территории Северо-Восточного Кавказа в мощной толще морских авандельтовых отложений комплекса дельтовых и в том числе наземных фаций, которые во многих местах угленосны (батлукская и датунская свиты) свидетельствует о существовании регрессивного этапа, осложнявшего общую тенденцию расширения водоема. В связи с этим возникает вопрос: является ли это явление локальным или достаточно широко распространенным.

Очевидно, что следы регрессии или признаки уменьшения глубины водоема в наибольшей степени должны были проявиться в областях относительно мелководного осадконакопления. В это время такой областью, занимавшей довольно значительную территорию в более западных районах, был шельф тоар-ааленского водоема (южная часть Скифской плиты), образовавшийся, как отмечалось выше, в раннем тоаре в результате трансгрессии.

Р.С. Безбородов [1961], проводивший широкие литологические исследования ниже- и среднеюрских отложений в пределах Центрального и Западного Кавказа, указывал, что изменение в разрезе пород тоара свидетельствует об отмелении моря в конце тоарского века. Это явление он связывал с некоторым оживлением восходящих движений в конце тоарского времени. К.О. Ростовцев и Л.А. Никанорова [1970] для За-

падного Кавказа отмечали как согласное, так и с небольшим размывом залегание нижнего аалена на верхнем тоаре. Принимая во внимание то обстоятельство, что тенденция к восходящим движениям в конце позднего тоара – раннем аалене отмечена как для восточной части региона, так и для западной, можно достаточно уверенно говорить о широко распространенной регрессии, проявившейся на всем Северном Кавказе.

К интервалу верхи верхнего тоара – нижний аален тяготеют своеобразные горизонты конкреционных конгломератов или «внутриформационных перерывов» [Безбородов, 1961, Безносков и др., 1960, Гаврилов, Лубченко, 1985 и др.]. Эти горизонты образовались в основном в субаквальных условиях в результате подводной эрозии донных осадков – удаления тонкого глинистого материала и накопления содержащихся в нем конкреций, раковин и др. Появление конкреционных конгломератов связано с существенным усилением гидродинамической активности в условиях сравнительно небольших глубин. В нижней части баксанских слоев ( $J_{1-2}t_2 - a$ ) эти горизонты развиты особенно часто: например, в разрезах бассейнов рек Баксан, Тызыл и неоторых других они залегают через 1–2 м [Гаврилов, Лубченко, 1985]. В ниже- и вышележащих отложениях они встречаются гораздо реже.

Другими весьма типичными для того же стратиграфического уровня образованиями являются оолитовые железорудные горизонты. Многим железорудным пластам присуще брекчиевидное строение, в них встречаются включения конкреций, вымытых из глинистых осадков, многочисленные остатки раковин.

Образование этих железорудных горизонтов в пределах Центрального Кавказа связано с поступлением в водоем железа из размывавшихся кор выветривания Малкинского и других серпентинитовых массивов. Наиболее вероятным представляется, что такой размыв осадков происходил при понижении уровня моря в случае регрессии и вывода накопившихся отложений в зону активной гидродинамики и эродирующего действия волн.

Э. Хэллем и М. Брэдшоу [Hallam, Bradschaw, 1979], сопоставив приуроченность различных осадочных образований к трансгрессивным и регрессивным сериям, пришли к выводу, что оолитосодержащие железорудные горизонты можно рассматривать в качестве индикаторов регрессий. Наши наблюдения над распространением железорудных пластов в отложениях  $J_{1-2}$  Большого Кавказа вполне согласуются с этим предложением.

Данные по строению разрезов отложений южного склона Большого Кавказа также свиде-

тельствуют о существовании регрессивного этапа в развитии водоема. Г.А. Чихрадзе, изучавший ниже- и среднеюрские отложения южного склона, пришел к выводу, что если в начале тоара сохранялись примерно те же обстановки осадконакопления, которые были развиты в позднем плинсбахе, то в дальнейшем началась регрессия моря, а условия седиментации соответственно усложнились [Чихрадзе, 1979]. Помимо повышения песчаности отложений в южной части полосы развития тоар-ааленских осадочных образований в них отмечаются также внутриформационные размыты, линзовидные прослои, состоящие из гальки местных пород (глинистых сланцев, карбонатных конкреций и др.), что указывает на их образование в условиях довольно высокой гидродинамической активности.

Понижение уровня моря Г.А. Чихрадзе связывал со сжатием земной коры, вызвавшим в тоаре – аалене восходящие тектонические движения. Временной интервал их проявления, очевидно, можно вполне уверенно сократить, поскольку для раннего тоара отмечается унаследованность осадконакопления от позднего плинсбаха, а в позднем аалене уже имеются свидетельства углубления водоема и трансгрессии моря (по строению отложений в Сванетии и Горной Раче). Тем самым можно считать, что период понижения уровня водоема в южной части прогиба Большого Кавказа приходится на поздний тоар – ранний аален, т.е. примерно на тот же временной интервал, в котором отмечено понижение уровня моря на Северном Кавказе.

В более южных районах Закавказья тоар-ааленские отложения обнажаются на Дзирульском массиве, а также в ядрах некоторых антиклинальных поднятий. На Дзирульском массиве литологический состав отложений (биогенные красные известняки) и их недостаточная фаунистическая охарактеризованность не позволяют выделить интересующий нас интервал для анализа присущих ему признаков. Вместе с тем, следует отметить, что на северной периферии массива распространена толща терригенных отложений, в верхней части которой наблюдается укрупнение материала. Это обстоятельство связывается с регрессией моря на этом участке [Нуцубидзе, 1966]. И.Р. Кахадзе [1947] предполагал, что регрессия начала проявляться в раннем аалене.

Из других мест, где появляются отложения  $J_{1-2}$ , только в районе Локского массива они достаточно хорошо фаунистически охарактеризованы. Здесь в преимущественно глинисто-алевритовом разрезе верхнего плинсбаха – аалена именно интервалу, соответствующему нижнему аалену, при-

суте заметное повышение содержания песчаного материала [Панов, 1978]. Нам представляется, что в этом районе такое увеличение в разрезе содержания относительно более грубого материала также может свидетельствовать в пользу понижения уровня моря в конце позднетоарского – раннеааленского времени.

Для территории Азербайджана В.Б. Агаев [1979] отмечал, что одновременно с образованием карахской свиты (батлухской и датунской по [Панов, Гушин, 1993] на южном борту моря также накапливался грубозернистый, местами аркозовый материал.

Как видим, практически на всей территории Кавказа, где в конце тоарского и начале ааленского веков понижение уровня моря могло бы в той или иной степени повлиять на состав отложений или на строение накапливавшихся толщ, можно обнаружить следы этого влияния. Таким образом, рассмотренные данные позволяют достаточно уверенно судить о существовании в это время сравнительно непродолжительного, но вполне отчетливо проявленного регрессивного этапа в развитии кавказских водоемов. Поскольку следы регрессии обнаруживаются в разных областях Кавказа, можно предположить, что это явление было отражением гораздо более широко развитого процесса – эвстатического понижения уровня моря. И действительно, в смежных с Кавказом районах, например в Болгарии, с рубежом между тоаром и ааленом связан перерыв в осадконакоплении [Чаталов, 1987].

Обобщение материалов по литологии и стратиграфии юрских отложений различных районов мира привело П.Р. Вейла с соавторами [Vail et al., 1977] и Э. Хэллеме [Хэллем, 1983, Hallam, Bradschaw, 1979] к выводу о весьма широком распространении перерывов в осадконакоплении на границе тоара и аалена. Эти исследователи оценивают величину эвстатического падения уровня моря в несколько десятков метров.

С понижением уровня моря могли быть связаны некоторые явления, не имеющие, на первый взгляд, непосредственного отношения к эвстатическим колебаниям. Так, например, в конце тоара – начале аалена отмечается необычная для юры температурная аномалия. Исследования Н.А. Ясаманова свидетельствуют о том, что на Северном Кавказе и в Северном Закавказье температуры, установленные по рострам белемнитов, в раннем тоаре оцениваются в 20–22°C, но в позднем тоаре они уже понизились до 15–17°C; в раннем аалене в Западном Закавказье температура составляла всего 7,2°C, а на западе Северного Кавказа – 11,9–12,2°C. В дальнейшем температу-

ра начала повышаться и в конце позднего аалена достигла 22,5°C [Ясаманов, 1978]. Тенденция к понижению температуры в конце тоара подтверждается палинологическими данными: содержание пыльцы таких теплолюбивых растений, как хейролепидиевые, в это время также резко падает [Петросьянц, Ясаманов, 1983]. Температурные изменения на Северном Кавказе достаточно близко совпадают с предполагаемым понижением уровня моря в позднем тоаре – раннем аалене. Н.А. Ясаманов [1978] отмечал, что понижение температуры в раннем аалене произошло также и в некоторых более северных районах Евразии (Северная Сибирь, центральные районы европейской части СССР и др.). Температурный минимум на Кавказе, совпадающий по времени с регрессивным этапом моря, можно было бы связать с изменением гидрологического режима водоемов – появлением системы течений, обусловивших поступление сравнительно далеко на юг более прохладных вод Северо-Западной Европы, по видимому, через Датско-Польский и Преддобрджинский прогибы [Нуцубидзе, 1966; Цагарели и др., 1960]. Совпадение во времени температурного минимума с регрессивным эпизодом вряд ли было случайным, и они находятся в определенной причинно-следственной взаимосвязи, выявить которую позволят дальнейшие исследования.

В лейасе понижение уровня моря происходило в начале раннего тоара [Безносков, 1967, Безносков и др., 1960, Леонов, 1969]. В это время в некоторых районах Северного Кавказа отмечается перерыв в осадконакоплении. Так в разрезах Восточно-Балкарской СФЗ отсутствуют отложения, соответствующие аммонитовой зоне *Dactylioceras tenuicostatum*, а также части зоны *Harpoceras falciferum*. Сходная картина наблюдается и в западной части Архыз-Гузерицкой СФЗ. В Восточно-Балкарской СФЗ, которая в предшествующее этому эпизоду время характеризовалась прибрежным осадконакоплением, понижение уровня моря привело к его отступанию к югу и прекращению здесь седиментации. В западной части бассейна область отсутствия отложений этого возраста приближена к району Тырныауз-Пшекишской шовной зоны, но к северу и югу от нее осадконакопление продолжилось. Перерыв в накоплении отложений связан, видимо, с тем, что шовная зона в водоеме была выражена системой относительных поднятий. Понижение уровня моря вывело их на поверхность, что и привело к прекращению осадконакопления.

В более мористых частях водоема в это время происходило накопление глинистых отложений низов галиатской свиты. Ряд черт, присущих

этим отложениям, как отмечалось выше, заметно отличает их от залегающих выше также глинистых толщ. Здесь в разрезе р. Ардон залегают слой (1–1,5 м) серых аргиллитов, пронизанный многочисленными заполненными гипсом трещинками, содержащий известняковые линзы (0,5×1,5–2 м) биогермного облика. Образование этого слоя связано с быстрым обмелением водоема и выведением глинистых илов на дневную поверхность, что повлекло за собой обезвоживание осадка, его растрескивание, окисление богатыми кислородом метеорными водами диагенетических сульфидов и возникновение гипса. В низах галиатской толщи по р. Айгауга встречается карбонатизированный пласт (до 1 м), содержащий железистые оолиты [Казакова, 1958], что также свидетельствует о мелководных и нестабильных условиях осадконакопления. Такой характер седиментации низов галиатской толщи – отражение того же явления – понижения уровня моря в начале раннего тоара.

В восточных районах Большого Кавказа в это время формировалась ратлубская свита [Гаврилов, 1994б; Панов, Гуцин, 1993] характеризующаяся тем, что в ее составе (главным образом в нижней части толщи), содержатся линзы и маломощные прослои конгломератов, которых в выше- и нижележащих отложениях нет, а также перисутствуют песчаные горизонты с многоэтажной однонаправленной косою слоистостью. Все это свидетельствует о выдвигании в море фаций, генетически связанных с наземной частью дельты. Причиной выдвигания, так же как и на границе тоара и аалена при образовании батлукской свиты было падение уровня моря.

Еще одним этапом понижения уровня водоема в лейасе можно считать конец раннего плинсбаха. В это время заканчивалось накопление отложений сванетского горизонта, в верхней части которого встречаются линзы известняков или мраморов. Местами самые верхние слои сванетского горизонта представляют собой пачки конденсации, содержащие аммониты всего нижнего плинсбаха и даже верхнего синемюра [Панов, Гуцин, 1987], т.е. происходил размыв накопившихся ранее отложений. На Северном Кавказе, как отмечалось выше, с этим регрессивным эпизодом связано появление в кровле вериютской свиты (в частности в бассейне р. М. Лаба) горизонта песчаных известняков, содержащих Фе-оолиты, и биогермных построек (мелкие рифы), что убедительно свидетельствует о заметном падении уровня моря. К сожалению, в настоящее время отсутствуют надежные геологические и литологические данные, позволившие бы выде-



лить регрессивные эпизоды в синемюрский этап развития бассейна, хотя, судя по строению осадочных толщ других регионов, в это время также существовали периоды эвстатических понижений уровня моря [Hallam, 1978, 1981].

Как было показано выше при рассмотрении строения тоарских отложений Дигоро-Осетинской СФЗ, в нескольких разрезах на уровне, датируемом зоной *thouarsense*, залегает горизонт с биогермными постройками. Появление их на достаточно обширной территории с большой долей вероятности свидетельствует о заметном падении уровня моря в это время. На востоке бассейна к этому временному интервалу было приурочено образование цекобской свиты в условиях относительного мелководья по сравнению со смежными свитами. Следует также учитывать, что к нижней части цекобской свиты приурочены описанные нами олистостромовые горизонты и другие проявления активных гравитационных процессов [Гаврилов, 1990], которые также могли быть спровоцированы относительно быстрыми флуктуациями уровня водоема. Поэтому мы считаем возможным предполагать по крайней мере региональное относительное понижение уровня моря в это время. Однако, учитывая, что примерно на том же стратиграфическом уровне аналогичный эпизод был установлен Э. Хеллемом, можно рассматривать его как достаточно широко проявившееся явление.

Отмеченное нами появление в северных разрезах Дигоро-Осетинской СФЗ в ксуртской свите горизонта серых карбонатных глин с пластом конкреционного конгломерата, видимо, может свидетельствовать о происшедшем в это время кратковременном относительном падении уровня моря. Возможно этот эпизод можно коррелировать с завершающим этапом образования игорской свиты на Восточном Кавказе.

В среднеюрское время известен регрессивный этап в развитии водоема в самом конце аалена – начале байоса (зона *sowerbyi* [Безносков, 1967; Казакова, 1975; Панов, 1976; Ломизе, Панов, 2001 и др.]): перерывы в осадконакоплении фиксируются на Северном Кавказе практически повсеместно, за исключением, как уже отмечалось, некоторых районов горного Дагестана. Байосские отложения залегают на подстилающих толщах с размывом и местами с угловым несогласием [Безносков, 1967; Казакова, 1964]. Однако, в отличие от позднетоарского – раннеааленского регрессивного эпизода, регрессия на рубеже аалена и байоса не вызвала сколько-нибудь значительного перераспределения осадочного материала. Это связано с тем, что позднеааленская

трансгрессия обусловила миграцию речных дельт (и прежде всего дельты в северо-восточной части водоема) далеко на север (на сотни километров) и осадконакопление в это время происходило на обширных площадях Скифской плиты. В результате осадочный материал не был сконцентрирован у края шельфа, а соответственно понижение уровня моря не привело к его перемыву и переотложению в более мористых частях водоема, т.е. перераспределение осадочного материала осуществлялось, по-видимому, только в тех случаях, когда положение той или иной дельты обуславливало накопление значительных масс осадков на сравнительно приближенной к краю части шельфа, а не приводило к его рассеиванию на большой площади широкого шельфа. Однако минералогически и геохимически этот эпизод был выражен во многих местах появлением горизонта с Fe-оолитами (Дагестан – по рр. Аварское Койсу и Каракойсу, Чечня – р. Чантыаргун, западнее – р. Черек Безенгийский, р. Кардоник, р. Урух и др.).

В дальнейшем в байосское время выделяется еще один эпизод понижения уровня моря, причем, видимо, не очень значительного, который приурочен к границе между ранним и поздним байосом (кумухский и цудахарский горизонты). Он фиксируется по местным перерывам, которые отмечаются как на востоке региона, так и на Западном Кавказе [Безносков, 1967; Казакова, 1964, 1975].

Более молодые, чем нижнебатские, морские отложения на Северном Кавказе не известны. Судя по встречающимся в некоторых местах континентальным отложениям, море в это время отступило далеко на юг. Только в келловее началась новая обширная трансгрессия, ознаменовавшая начало нового этапа в развитии Кавказа.

Таким образом, в истории Кавказского бассейна можно выделить несколько эпизодов отступления моря, связанного с понижением уровня водоема: в конце раннего плинсбаха, начале раннего тоара, во второй половине тоара (зона *thouarsense*) – сравнительно слабо выраженный эпизод, в конце позднего тоара – начале аалена, в самом конце позднего аалена – начале раннего байоса, на границе раннего и позднего байоса, на протяжении большей части бата. На рис. 3.1 показаны рассмотренные выше эпизоды трансгрессий и регрессий. На этом же рисунке приведены кривые эвстатических колебаний для ранней и средней юры, построенные Э. Хеллемом [Hallam, 1978, 1981], из которых видно, что имеется ряд практически точных совпадений как времени понижения уровня моря, так и моментов начала трансгрессий. Э. Хеллем строил кривые эвстати-



Рис. 3.1. Кривые относительных колебаний уровня моря в юрское время, а также трансгрессивных и регрессивных эпизодов для Северного Кавказа

ческих колебаний на основе данных по геологии Западной Европы, подтверждая ее материалами и для других районов мира, т.е. она достаточно объективно отражает развитие колебаний уровня морей в юрскую эпоху. То обстоятельство, что рассмотренные выше этапы понижения уровня моря и трансгрессий на Кавказе в ряде случаев соответствуют таковым на кривой эвстатических колебаний, может служить подтверждением реальности флуктуаций уровня Кавказского водоема.

Наиболее близким по расположению к Кавказу районом, где в этом же аспекте рассматривались юрские отложения, является Болгария. Здесь выявлено несколько перерывов в осадконакоплении и некоторые из них приходятся на раннюю и среднюю юру. И. Загорчев связывает эти перерывы с эвстатическими колебаниями уровня моря [Zagorcev, 1986]. Одним из четко фиксируемых перерывов является рубеж между поздним тоаром и ранним ааленом, трактуемый Г. Чаталовым [1987], как результат значительного понижения уровня моря. И. Начев [1969] отмечал такие же эпизоды прекращения седиментации в предбайосское, предверхнебайосское и предкелловейское время. Все они, как показано выше, устанавливаются и для Кавказского бассейна.

Как уже отмечалось, положение береговой линии и со временем ее перемещение зависят от таких факторов, как: 1) прогибание ложа бассейна осадконакопления; 2) эвстатические колеба-

ния уровня моря; 3) заполнение прогиба (в ряде случаев компенсационное) или отдельных его участков осадочным материалом.

Однозначно оценить «вклад» каждого фактора в развитие бассейна седиментации трудно. Вместе с тем прогибание ложа водоема следует, видимо, рассматривать как главную причину накопления многокилометровой толщи осадков в центральной его части, что одновременно определяло общую трансгрессивную направленность в развитии Кавказского бассейна. При этом следует также отметить, что, по данным Э. Хэллема [1983, 1978], от геттанга к байосу в целом происходило повышение уровня моря более чем на 100 м (эвстатический цикл второго порядка), которое, конечно, внесло свою лепту в развитие трансгрессии.

Эвстатические колебания уровня моря являлись прежде всего причиной регрессивных эпизодов в жизни водоема и влияли в основном на осадконакопление в периферийной части бассейна, в то время как в относительно углубленных частях это влияние было менее значительным.

Собственно осадочный процесс в Кавказском бассейне, обуславливая накопление мощных толщ и тем самым уменьшая глубину водоема, приводил к тому, что относительно небольшие по величине падения уровня моря (на несколько десятков метров) вызывали местами прекращение седиментации и иногда появление перерывов. Так, напри-

мер, было в областях шельфового осадконакопления в позднеплинсбахское время в Дигоро-Осетинской СФЗ и в конце тоара в пределах Лабино-Малкинской СФЗ: в обоих случаях накопление осадочного материала обусловило одинаковую литологическую последовательность напластования – от глинисто-алевритовых к песчаным осадкам. В результате глубина водоема в этих зонах уменьшилась и эвстатическое понижение уровня моря зафиксировалось в появлении брекчиевидных и конденсированных пластов окисленных железных руд или горизонтов со следами субаэрального выветривания. Там, где это было подготовлено предшествующими процессами (например, в зоне дельт), понижение уровня моря привело к переработке накопившихся ранее в прибрежных зонах толщ осадочного материала и перемещению его в глубь водоема.

Таким образом, можно считать, что трансгрессивное в целом развитие ранне- и среднеюрского водоема было обусловлено как тектоническими причинами (прогибание ложа бассейна), так и длительным эвстатическим повышением уровня моря. Регрессивные эпизоды были, очевидно, вызваны прежде всего относительно непродолжительными понижениями уровня водоема. Другим процессом, который мог уменьшать глубину водоема и тем самым способствовать быстрому отступанию береговой линии даже при сравнительно небольших колебаниях уровня моря, было осадконакопление, темпы которого в прогибе Большого Кавказа были весьма значительны. Локальные тектонические движения не изменяли общей направленности развития бассейна седиментации, но заметно ее усложняли, увеличивая пестроту строения осадочной толщи.

Следует отметить, что ранне- и среднеюрскую трансгрессию можно рассматривать как долгопериодное эвстатическое повышение уровня моря 2-го порядка [Hallam, 1978, 1981;

Naq et al., 1989 и др.], продолжавшееся в течение почти всей юры. Рассмотренные нами флуктуации – регрессии и трансгрессии, очевидно, следует считать (в зависимости от продолжительности) флуктуациями 3-го, а иногда, видимо, и 4-го порядков. Детальные литологические исследования осадочных толщ показывают, что в разрезах фиксируется и более мелкая ритмичность, которая может быть связана с флуктуациями более мелких порядков (5-го или даже 6-го).

Развитие трансгрессий, так же как и прогибание, были в большинстве случаев процессами импульсными, которые прерывались регрессивными эпизодами. Причем, если на Центральном Кавказе трансгрессии обычно совпадали с периодами резкого усиления прогибания, то на Восточном Кавказе картина была сложнее – в одних случаях развитие трансгрессии совпадало с усилением прогибания, в других они действовали независимо друг от друга (специфика авандельтового комплекса в лейасе–аалене).

Совпадение многих трансгрессивно-регрессивных циклов в Кавказском водоеме с установленными Э. Хеллемом циклами, отмеченными в других регионах, свидетельствует о том, что Кавказский бассейн развивался в контексте геологических событий этого времени, охватывающих гораздо более широкие территории, иногда проявлявшиеся в глобальном масштабе.

Частая сопряженность колебаний уровня моря с процессами прогибания, позволяет предполагать существование между ними причинно-следственных связей. Нам представляется, что существование этой связи достаточно корректно объясняет модель, разрабатываемая С. Клотингом [Cloetingh, 1985 и др.]. Движущим механизмом этих процессов – прогибания и большей части колебаний уровня моря – были, видимо, периодические изменения степени напряженности в пределах определенных сегментов земной коры.

## ГЛАВА 4. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ РАННЕ- И СРЕДНЕЮРСКОГО БАССЕЙНА

В пределах северного склона бассейна Большого Кавказа (преимущественно в Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской СФЗ) были широко развиты процессы гравитационного перемещения осадочного материала. К классу гравититов относятся отложения, возникшие как вследствие переноса материала плотностными потоками, так и в результате перемещения под воздействием гравитационных сил достаточно консолидированных осадочных масс (обвальные накопления, оползни и т.д.). Отложения, образованные в результате деятельности разного рода плотностных потоков, нами уже ранее рассматривались (например, песчаниковые пачки ксуртской свиты в Осетии, фации зерновых потоков в пределах дагестанской авандельты и др.). Но к области склона юрского бассейна прежде всего тяготеют осадочные образования, возникшие вследствие обвальных, оползневых процессов, криппа; им свойственны ярко выраженные специфические текстурно-структурные особенности, обусловленные обстановками, в которых они возникали. Поскольку эти образования являются весьма информативными для оценки обстановок формирования осадочных толщ, рассмотрим их подробно.

Изучение современной седиментации в зонах континентального склона и особенно в областях подводных конусов выноса рек показывает, что высокие темпы накопления отложений в условиях наклонной поверхности дна водоема приводят к неустойчивости масс осадков и возникновению оползневых процессов, имеющих различное морфологическое проявление. Причем масштаб этого явления может быть самым разнообразным – от сравнительно небольших оползневых тел до крупных оползневых блоков длиной в десятки километров [Архангельский, 1930; Лисицын, 1988; Москаленко, Шимкус, 1976; Marine slides..., 1982 и др.].

В нижне- и среднеюрских отложениях Северного Кавказа и особенно в пределах Северо-Восточного Кавказа в зоне развития отложений подводного конуса выноса древней дельты нами многократно отмечались горизонты, образование которых связано с процессами оползания отложений в различном их выражении [Гаврилов, 1990а, б, 1992, 1994]. Здесь можно выделить два вида проявлений оползневых процессов. Одним из них являются отложения, возникшие вследствие срыва с наклонной поверхности накопившихся песчаных и песчано-глинистых масс, их перемещения вниз по склону с одновременным переме-

шиванием, что приводило к образованию хаотично построенных горизонтов. При этом виде оползания осадков подстилающие их отложения частично эродировались, но оставались практически незатронутыми разного рода деформациями (рис. 4.1). Такого рода горизонты немногочисленны.

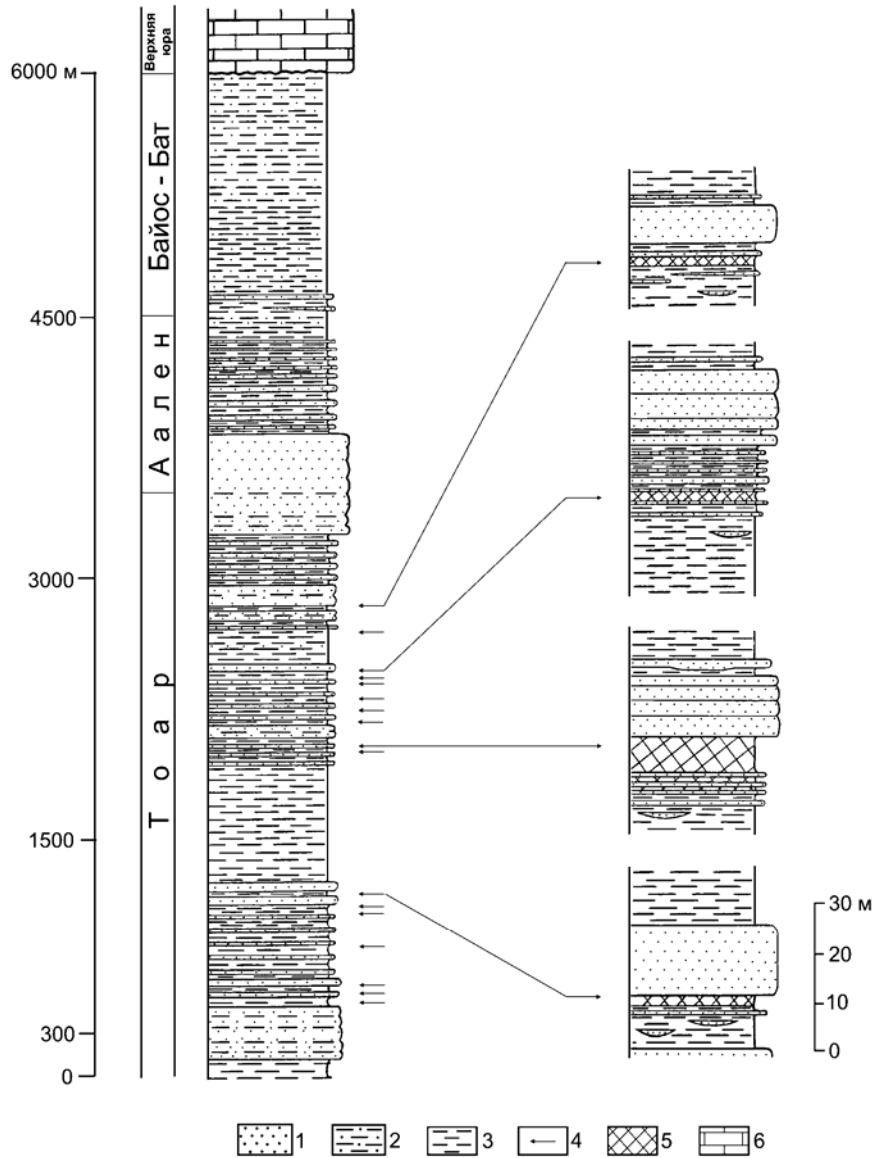
Другой вид оползневых процессов впервые описанный нами в этом регионе, заключался в перемещении вниз по склону крупных и весьма протяженных осадочных пластин, что осуществлялось без заметного нарушения их внутренней структуры. Вместе с тем такое оползание, будучи, как правило, достаточно масштабным явлением, сопровождалось деформацией некоторых интервалов отложений, по которым происходило смещение пластин. Рассмотрим особенности строения и вероятный механизм образования таких деформированных горизонтов.

Изучение распространения горизонтов этого типа в толще верхнего лейаса показывает, что наиболее многочисленны они в зоне развития отложений авандельтового комплекса, а их положение в разрезе вполне закономерно: такие горизонты отсутствуют в преимущественно глинистых интервалах, мощностью в десятки и сотни метров, но появляются в отложениях, представляющих собой комплекс чередования определенным образом построенных ритмов. Эта закономерность отчетливо видна в мощном осадочном комплексе, вскрываемом в долинах рек Аварское Койсу и Каракойсу (рис. 4.2). На рис. 4.3 изображен ритм, типичный для разрезов юрской толщи этого района. По своему генезису ритм представляет собой отложения одной из развивающихся проградирующих песчаных лопастей подводного конуса выноса. Сходные по строению разрезы терригенных толщ, накопившихся в аналогичных обстановках, описаны рядом исследователей [Mutti, Ricci Lucchi, 1978, Walker, 1978 и др.]. В разрезах ритмов горизонты деформированных отложений встречаются в интервалах переслаивания глинистых и песчаных прослоев и линз. Мощность этих горизонтов колеблется от нескольких дециметров до нескольких метров, изредка достигая 10 м и более.

Чем обусловлено появление горизонтов деформаций именно в интервалах переслаивания песчано-глинистых отложений? Для ответа на этот вопрос необходимо учитывать некоторые особенности условий седиментации. Оценка скорости образования различных частей ритма показывает, что темпы накопления от-



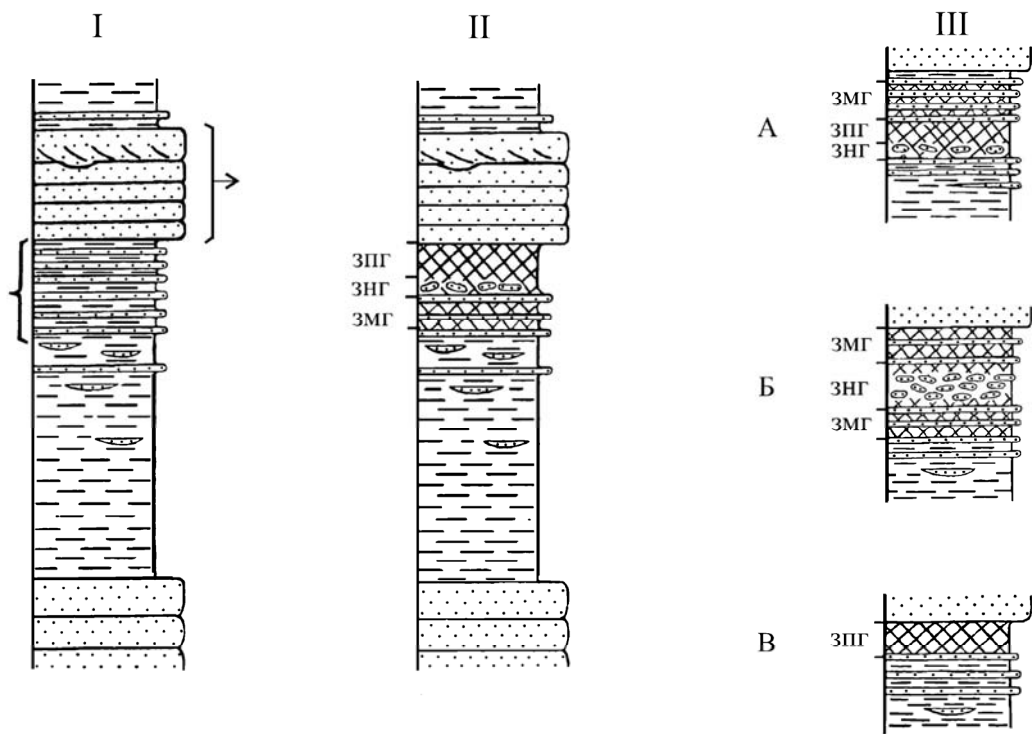
**Рис. 4.1.** Редкие в разрезе аванделы горизонты хаотичного перемешивания при оползании слоев песчаных отложений (разрез р. Аварское Койсу, ратлубская свита); на фото Б хорошо виден контакт с подстилающими ненарушенными отложениями. Длина молотка 0,7 м. Мощность горизонта – 5 м



**Рис. 4.2.** Положение горизонтов гомогенизации в разрезе р. Аварское Койсу  
 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – положение горизонтов гомогенизации; 5 – горизонты гомогенизации; 6 – известняки

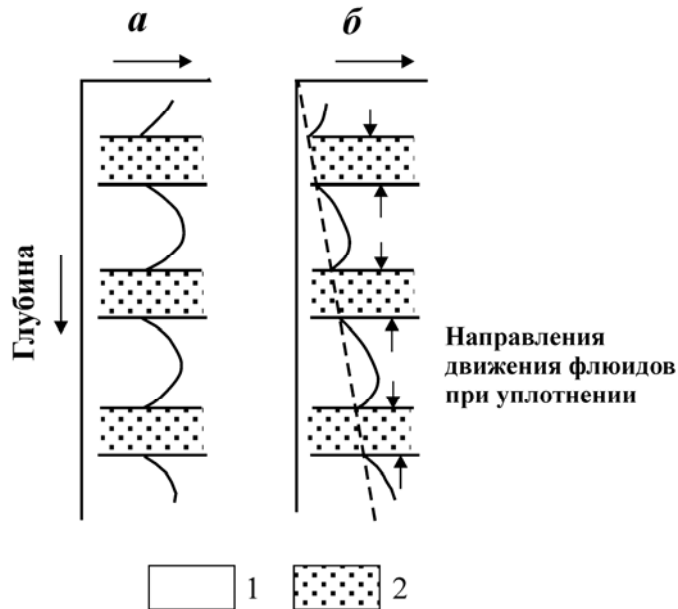
ложений ритма не оставались постоянными. Минимальные значения скоростей были характерны для нижней части, сложенной преимущественно наиболее тонкими глинисто-алевритовыми осадками. Во время формирования более высоких горизонтов ритма скорость накопления отложений увеличивалась в основном за счет появления прослоев песка, образовавшихся в результате привноса материала сравнительно кратковременными потоками. Наконец, максимальные темпы накопления осадков были свойственны венчающим разрез ритмов довольно мощным горизонтам песков. Такое прогрессирующее увеличение скорости осадконакопления приводило к тому, что естественные процессы уплотнения отложений (прежде всего

глинистых), сопровождающиеся отжатием захороненных вод, с некоторого момента не успевали реализовываться в полной мере. Соответственно зона литификации осадков как бы растягивалась и отложения, будучи обводненными, при погружении длительное время оставались в пластичном состоянии. Появление в разрезе песчаных прослоев также заметно осложняло процесс удаления из осадков иловых вод. Как видно из схемы миграции иловых вод в слоистых сериях (рис. 4.4) [Magara, 1978], воды прежде всего удаляются в песчаники из приграничных областей глинистых пластов, в то время как их центральные части остаются существенно обводненными, а соответственно находятся в более пластичном состоянии.



**Рис. 4.3.** Строение осадочных ритмов, образованных вследствие проградации песчаных лопастей тоарской аванделъты

I – осадочный ритм до начала перемещения песчаной пластины (фигурной скобкой отмечен интервал преимущественного развития срывов и образования горизонтов гомогенизации); II – после перемещения песчаной пластины и образования асимметричного горизонта гомогенизации (ЗПГ – зона полной гомогенизации отложений, ЗНГ – зона неполной гомогенизации с включением фрагментов песчаных пластов, ЗМГ – зона межпластовой гомогенизации глинистых отложений); III – примеры горизонтов гомогенизации, в которых зоны с различным характером деструкции отложений прослеживаются в разных сочетаниях; условные обозначения см. на рис. 4.2



**Рис. 4.4.** Распределение давления захороненных вод в толще переслаивания песчаных и глинистых пород [Magara, 1978] (а – пористость глинистых отложений; б – давление флюидов в глинистых отложениях)  
1 – глинистые отложения; 2 – песчаники; пунктир – гидростатическое давление

Появление мощного песчаного горизонта, венчающего ритм, приводило к значительному возрастанию нагрузки и давления на подстилающие породы. Поскольку осадконакопление в рассматриваемом районе осуществлялось на наклонной поверхности конуса выноса, возникала тангенциально направленная составляющая силы тяжести образовавшихся отложений, в результате действия которой происходил их срыв по некоторой плоскости в средней части ритма (см. рис. 4.3) и начиналось перемещение вниз по склону осадочной пластины, составляющей верхнюю часть ритма. Начало процесса в некоторых случаях могло провоцироваться землетрясениями, но, в общем существовали все предпосылки для того, чтобы это явление развивалось самостоятельно.

Строение реальных горизонтов, в которых наблюдаются эти деформации, их текстурные особенности и мощности варьируют в широких пределах и в значительной степени зависят от таких факторов, как первоначальный характер отложений горизонта, степень их литификации к моменту проявления сдвиговых деформаций, масштаб явления, что в свою очередь определялось мощностью оползающей пластины и расстоянием, на которое она перемещалась.

Основным диагностическим признаком, присутствующим практически всем горизонтам, по которым развивалось смещение, является частичное или полное исчезновение первичной седиментационной слоистости. Специфичность облика возникавших пород отчетливо проявляется при их сравнении с породами подстилающих и перекрывающих пачек, в которых развито переслаивание песчаных и глинисто-алевритовых слоев (рис. 4.5–4.7). Исчезновение переслаивания связано с тем, что отложения, находившиеся в пластичном состоянии в пределах горизонтов, по которым происходило перемещение пластин, постепенно перемешивались, перетирались, границы между слоями становились нечеткими и в дальнейшем вовсе терялись. Таким образом, в результате процесса перетирания пропадала ранее четко выраженная контрастная дифференциация отложений по гранулометрическому составу. Аналогичное явление происходило и с диагенетическими конкрециями, которые часто встречаются в смежных пачках, т.е. ко времени возникновения деформаций они не успевали окаменеть и, находясь в пластичном состоянии, оказывались растертыми, а слагавшее их вещество рассеянным в породе.

В прозрачных шлифах хорошо видно, что в породах из горизонтов, подвергшихся деформациям, присутствуют обломочные компоненты различного гранулометрического состава

(т.е. породы имеют облик плохо сортированных отложений); листочки слюды, другие зерна залегают преимущественно беспорядочно, в то время как в смежных пачках в отложениях, не подвергшихся перемешиванию, уплощенные терригенные частички обычно располагаются параллельно напластованию. Следует отметить, что в обнажениях на поверхности пород из таких горизонтов местами прослеживается полосчатость, обычно линзовидная, выделяющаяся по слабому изменению окраски или по характеру выветривания (см. рис. 4.5). Эта полосчатость является реликтовым отражением существовавшего ранее переслаивания.

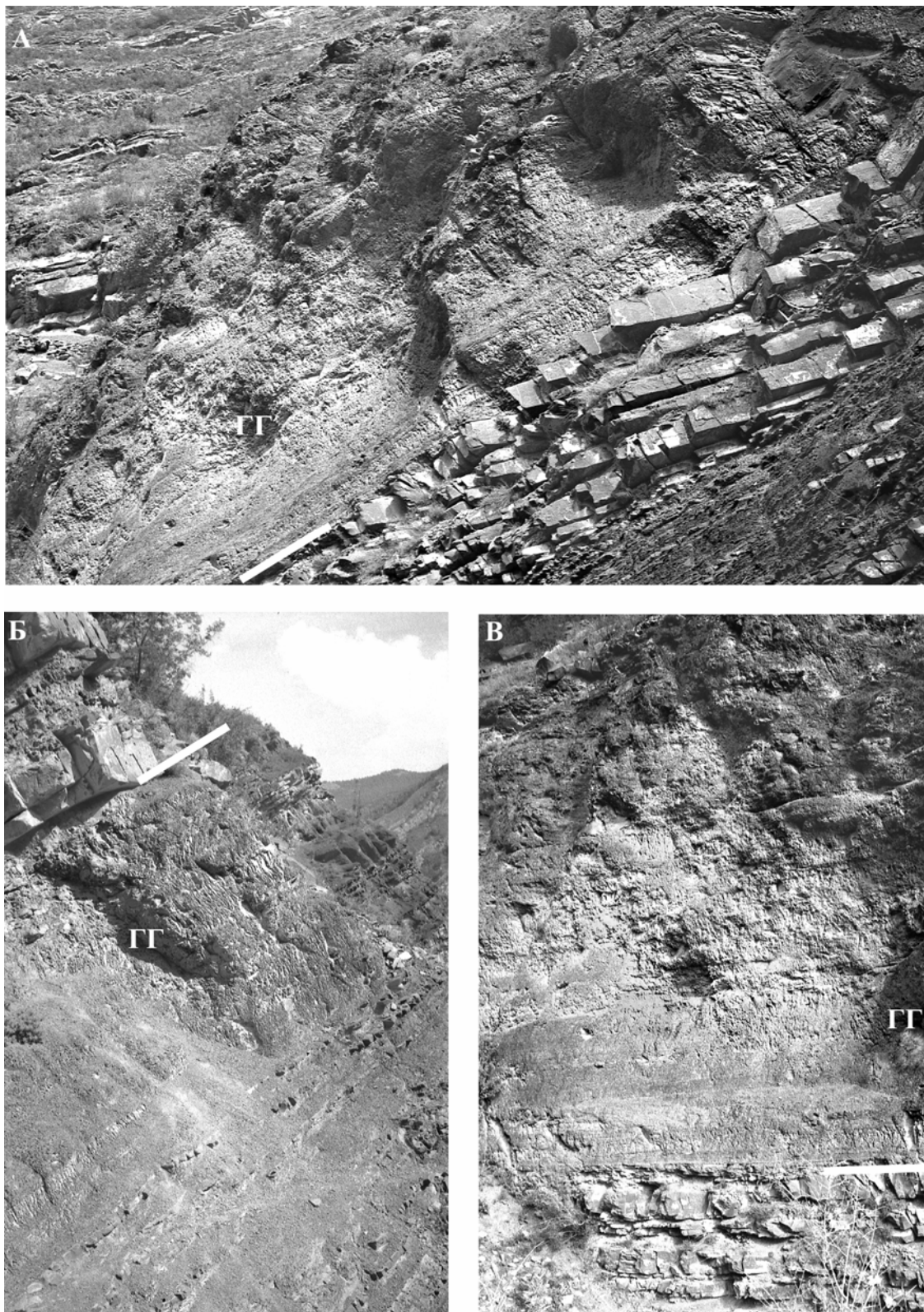
Таким образом, с точки зрения литологии основным содержанием явления, имевшего место в рассматриваемых горизонтах, был процесс гомогенизации отложений [Гаврилов, 1990а]. В разных случаях он мог проявляться в большей или меньшей степени, но его направленность, его суть всегда оставалась одной и той же. Нам представляется целесообразным предложить для такого рода образований название *горизонты гомогенизации*, которым при дальнейшем изложении мы будем пользоваться.

Отметим, что в некоторых (достаточно редких) случаях под горизонтом песчаников наблюдались две зоны срывов и образования горизонтов гомогенизации, разделенные пачками ненарушенных отложений (см. рис. 4.7, А и Б).

Как отмечалось, степень гомогенизации отложений зависит от совокупного действия различных факторов. В связи с этим существуют горизонты, заметно различающиеся по степени переработки первичной структуры, а соответственно по их нынешнему строению.

Сопоставление строения разных горизонтов гомогенизации показывает, что они могут существенно различаться по внутренней структуре. Часто в этих горизонтах (прежде всего в наиболее мощных) наблюдается зональное строение (см. рис. 4.3, II, III, рис. 4.7) [Гаврилов, 1990, 1994]). При этом выделяются: а) зона *полной гомогенизации* (ЗПГ), представляющая собой более или менее однородную песчано-глинистую массу, в которой иногда прослеживается слабовыраженная полосчатость, обусловленная гранулометрической неоднородностью, возникшей при перетирании песчаных и глинистых слоев (см. рис. 4.5); б) зона *неполной гомогенизации* (ЗНГ): в однородной песчано-глинистой массе залегают включения фрагментов разорванных, деструктурированных песчаных пластов, как правило, с закругленными, «сточенными» краями, эллипсоидальной, линзовидной или более сложной формы (см. рис. 4.6)





**Рис. 4.5.** Горизонты гомогенизации (ГГ) с интенсивной деструктуризацией первичного строения отложений, подвергшихся деформациям  
В горизонтах гомогенизации прослеживается полосчатость, обусловленная реликтовой гранулометрической неоднородностью пород; вверх (Б) и вниз (А и В) залегают ненарушенные породы с первичной седиментационной слоистостью. На (Б) в средней части ГГ видны тонкие песчаные линзочки – остатки от первоначально непрерывных песчаных прослоев



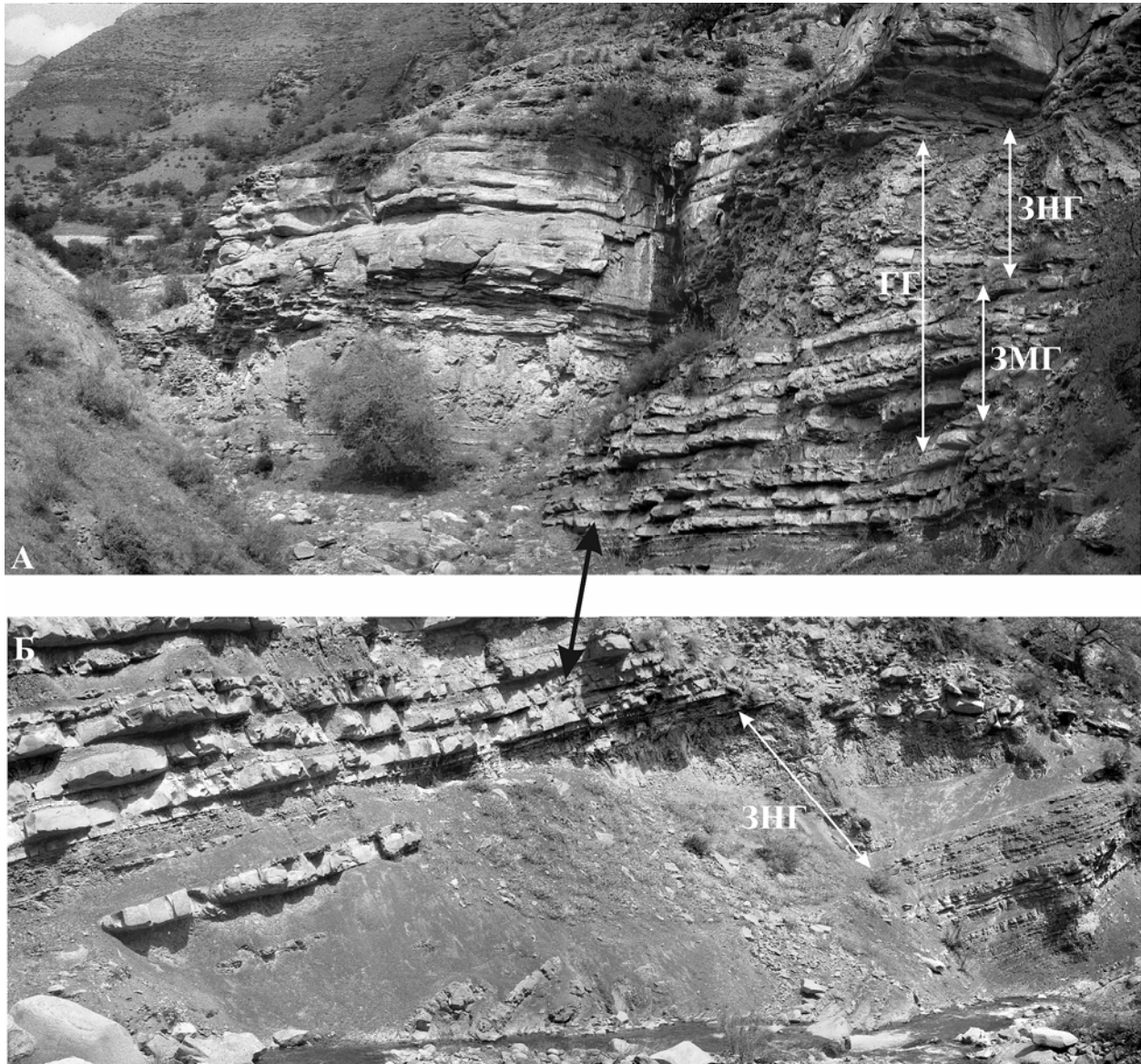
**Рис. 4.6.** Горизонты гомогенизации с различными особенностями строения и включениями пород, в разной степени подвергшихся деформациям  
 А – сложнопостроенное песчаниковое тело из ГГ с различными видами деформаций; вверху подошва мощного песчаного пласта; Б – ГГ с зонами межпластовой, полной и неполной гомогенизации; в ЗНГ содержатся включения фрагментов песчаных тел, сохранившихся после деструкции отложений

в) зона *межпластовой гомогенизации* (ЗМГ): песчаные прослои в целом сохраняют ненарушенное залегание, в то время как разделяющие их глинисто-алевритовые отложения гомогенизированы (см. рис. 4.7–4.9). Однако в ЗМГ песчаные пласты все же претерпевают некоторые изменения: иногда происходит «стирание» их верхних и нижних частей, а соответственно могут исчезать подошвенные и кровельные знаки (знаки течений, ряби), некоторые маломощные пласты могут приобретать четковидный облик, разлинзовываться.

Таким образом, по наличию такой зональности можно судить о том, что степень деформации первичной осадочной структуры отложений в пределах горизонтов гомогенизации могла быть существенно различной. Полный профиль зональности (со всеми тремя зонами) характерен для немногих горизонтов; в разрезах гораздо чаще встречаются горизонты, в которых можно выделить две или даже одну зону, причем любую из трех; меняется также их сочетание (см. рис. 4.3, III). Обычно горизонты гомогенизации характеризуются асимметричным строением (см. рис. 4.3, II, III, А), реже отмечается симметричное расположение зон с меньшей степенью гомогенизации по отношению к зоне с более интенсивной переработкой отложений (см. рис. 4.3, III, Б).

Образование в пределах горизонтов гомогенизации зон с различной степенью нарушения первоначальной осадочной структуры отложений, как нам представляется, происходило следующим образом. На наклонной поверхности конуса выноса при достижении некоторых пре-

дельных величин нагрузки вышележащих отложений (прежде всего песчаной пластины) вдоль недоуплотненных отложений в пачках переслаивания развивались срывы [Гаврилов, 1990а], плоскости которых были параллельны напластованию, и начинался процесс медленного перемещения песчаной пластины. Вдоль возникших срывов формировались горизонты гомогенизации, мощность которых по мере продвижения пластины могла изменяться. В результате действия сил трения сдвиговые напряжения передавались в слои, прилегающие к плоскости главного срыва, и в них также начинала нарушаться первоначальная структура отложений. Соответственно степень переработки отложений была неодинакова в разных частях горизонтов гомогенизации, уменьшаясь к их периферии. Причем зоны полной гомогенизации образовывались в слаболитифицированных отложениях с незначительной степенью диагенетической цементации песчаных пластов. Поскольку карбонатная цементация песков развивалась в нашем случае уже на самых ранних стадиях диагенеза, как правило, к моменту возникновения срывов песчаные пласты были достаточно твердыми и полной гомогенизации отложений не достигалось. Поэтому неполная гомогенизация встречается гораздо чаще, чем полная. Отметим, что если горизонт гомогенизации представлен только ЗНГ (с включениями фрагментов песчаных пластов), его можно ошибочно принять за продукты поверхностного срыва оползания осадков. Однако его положение



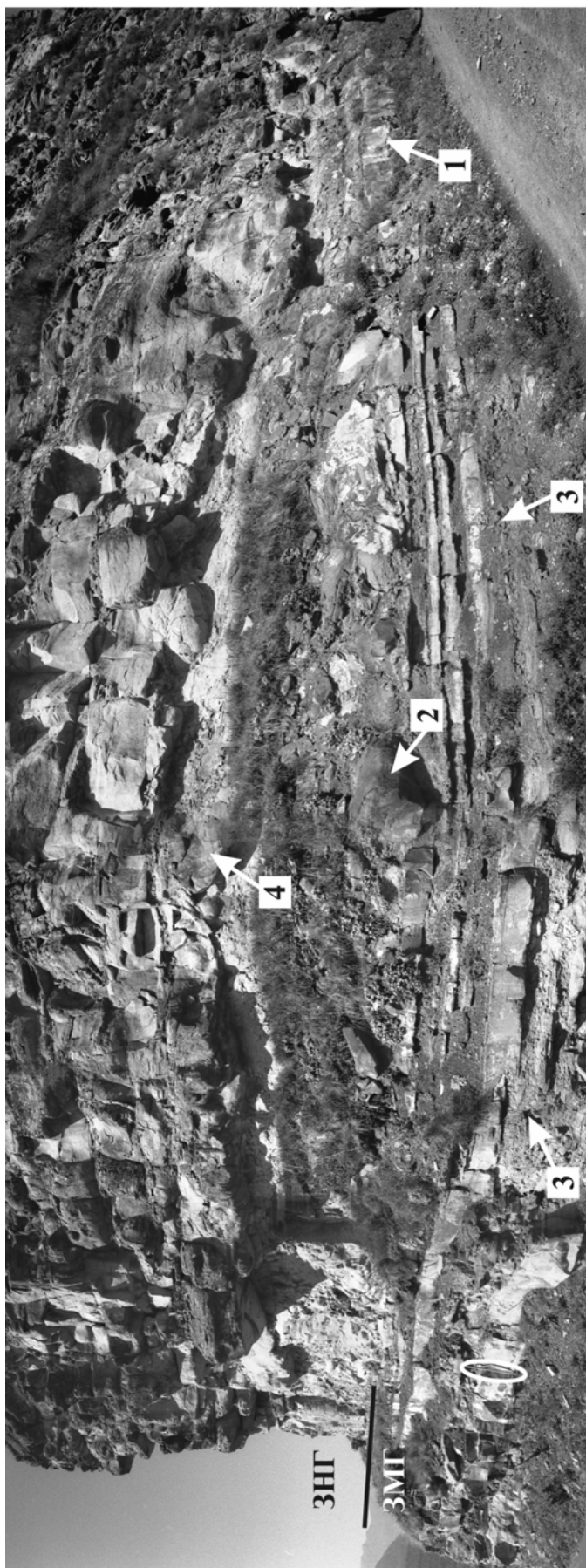
**Рис. 4.7.** Мощный горизонт гомогенизации в тлянубской свите, р.Тлянубтляр  
А и Б фото горизонта с разных ракурсов

в разрезе осадочного ритма и присутствие даже маломощной ЗМГ позволяют достаточно уверенно судить о его происхождении.

Ряд особенностей строения одного из горизонтов гомогенизации можно наблюдать на его панорамном изображении (см. рис. 4.8). В нем выделяются зоны неполной и межпластовой гомогенизации. В ЗНГ находятся многочисленные включения фрагментов песчаных пластов разнообразной формы. Видно, что один из песчаных пластов (1) по простиранию вправо деформирован, разорван, поверхность некоторых его фрагментов закруглена, «сточена» (2). Между пластами песчаников, в целом сохранивших свой первоначальный облик, залегает деструктурированная глинисто-алеврито-

вая порода с фрагментами разорванных более тонких песчаных слоев (3). Обращает на себя внимание то, что нижний пласт из толщи песчаников деформирован в процессе перемещения пластины (4).

Как видим, нижние части песчаных горизонтов также подвергались различного рода воздействиям при образовании под ними срывов. Помимо разрушения нижнего пласта часто наблюдается его частичное срезание, истирание, в результате чего подошва песчаниковой толщи приобретает характер резкой и неровной границы (рис. 4.9). Отмечены также случаи, когда в горизонты, в которых происходила гомогенизация отложений, «затягивались» песчаные пласты из смежных па-



**Рис. 4.8.** Структура горизонта гомогенизации в разрезе цекобской свиты левобережья р. Каралазургер, бассейн р. Каракойсу

ЗНГ – зона неполной гомогенизации с включениями сохранившихся фрагментов песчаных пластов, ЗМГ – зона межпластовой гомогенизации; стрелками отмечено: 1 – пласт песчаника с сохранившейся первоначальной структурой, 2 – фрагменты того же пласта, деструктурированного по простиранно, 3 – гомогенизированная глинисто-алевритовая порода между песчаными пластинами, сохранившими первоначальную структуру, 4 – пласт песчаника из подошвы песчаного горизонта, разорванный и деструктурированный во время перемещения песчаной пластины по склону авандельты. Длина молотка 0,7 м (в белом эллипсе)



**Рис. 4.9.** Горизонт гомогенизации в разрезе нижней части верхнератлубской подсвиты ( р. Тлянубтляр)  
А – положение ГГ (отмечены стрелками) в разрезе цикла II порядка; Б – резкая неровная подошва горизонта песчаников, возникшая при его перемещении по склону авандельты



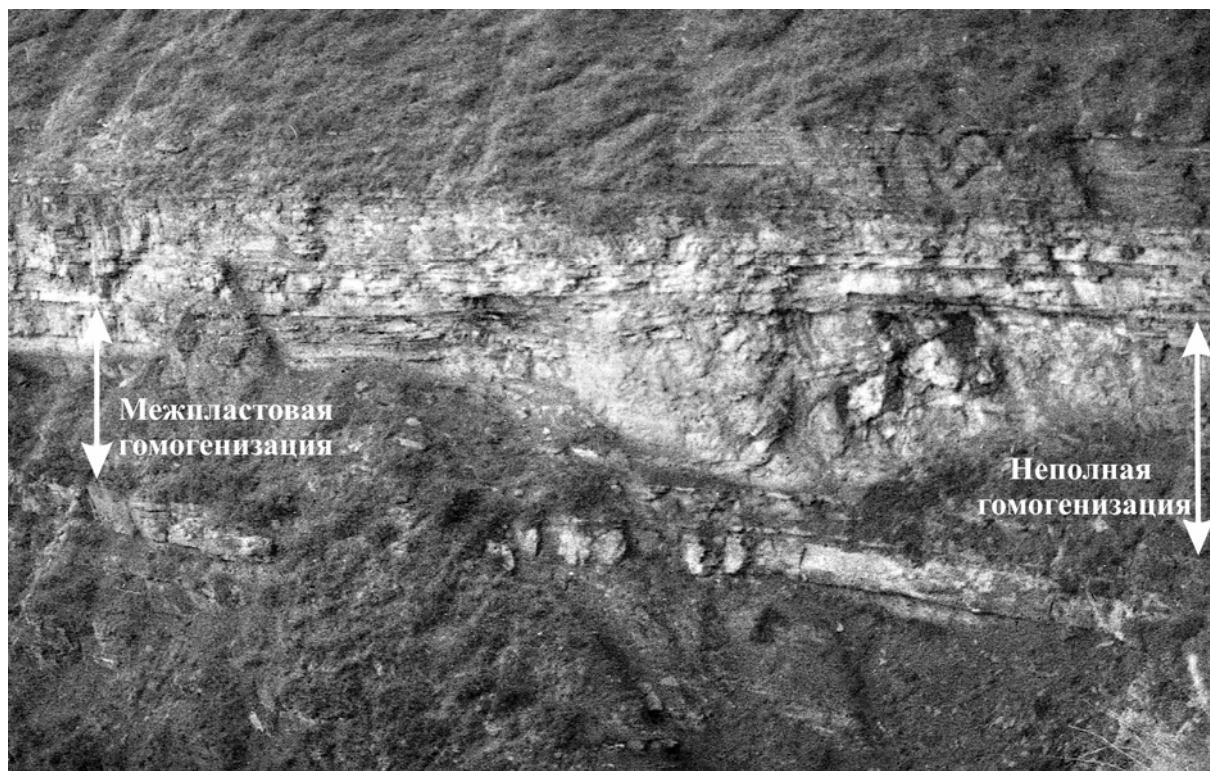
**Рис. 4.10.** Горизонт гомогенизации с заключенным в нем закрученным пластом песчаника, оторванным от подошвы вышележащей песчаной пластины, длина молотка 0,7 м

пачек, что приводило к образованию песчаных тел сложной и необычной формы. Так, например, при перемещении песчаной пластины от ее подошвенной части могли отделяться пласты и внедряться в гомогенизированную массу. На рис. 4.10 показан один из таких случаев – отрыв и закручивание пласта в своеобразный «рулет» (эллипсоидальную форму этот «закрутыш» приобрел в процессе уплотнения отложений). Достаточно очевидно, что подобное закручивание пласта могло произойти при весьма медленном перемещении песчаной пластины.

В разрезах обычно наблюдается смена одного типа деформаций другим в вертикальном направлении, т.е. вертикальная зональность. Вместе с тем отмечен горизонт с изменением характера деформаций пород в латеральном направлении (рис. 4.11). Здесь наблюдается переход от отложений с гомогенизированной глинисто-алевритовой массой между сохранившими свое первоначальное положение песчаными пластами (аналог зоны межпластовой гомогенизации) к хаотически перемешанным, с включениями разорванных песчаных пластов отложениям, пол-

ностью потерявшим осадочную структуру (аналог зоны неполной гомогенизации). Подобная ситуация могла возникнуть в горизонте, в котором в основном происходила межпластовая гомогенизация, но на некотором участке (возможно, в результате деформации по какой-то причине одного из пластов или вследствие «затягивания» в горизонт гомогенизации пласта из вышележащей песчаной пачки) нормальное течение процесса было нарушено, и произошло хаотическое перемешивание отложений, сохранивших до этого слоистую структуру.

В лейасовой толще только в одном из разрезов нам удалось выявить горизонт гомогенизации со всеми присущими ему признаками, но над которым отсутствовал песчаниковый горизонт. Очевидно, это связано с перемещением песчаной пластины на относительно большое расстояние, в результате чего она исчезла из разреза. Действительно, в другом – смежном разрезе, расположенном в нескольких километрах от первого, на том же стратиграфическом уровне залегает горизонт хаотично перемешанных песчаников. Этот оползневой горизонт (см. рис. 4.1) образовался в



**Рис. 4.11.** Горизонт с меняющимся по простиранию типом деформации отложений: слева отложения с межпластовой гомогенизацией, справа отложения неполной гомогенизации с включениями фрагментов пластов песчаников

в результате того, что перемещение песчаной пластины было осложнено и приобрело в этом случае характер поверхностного срыва материала с полным нарушением первичной осадочной структуры.

#### Образование литификационного кливажа

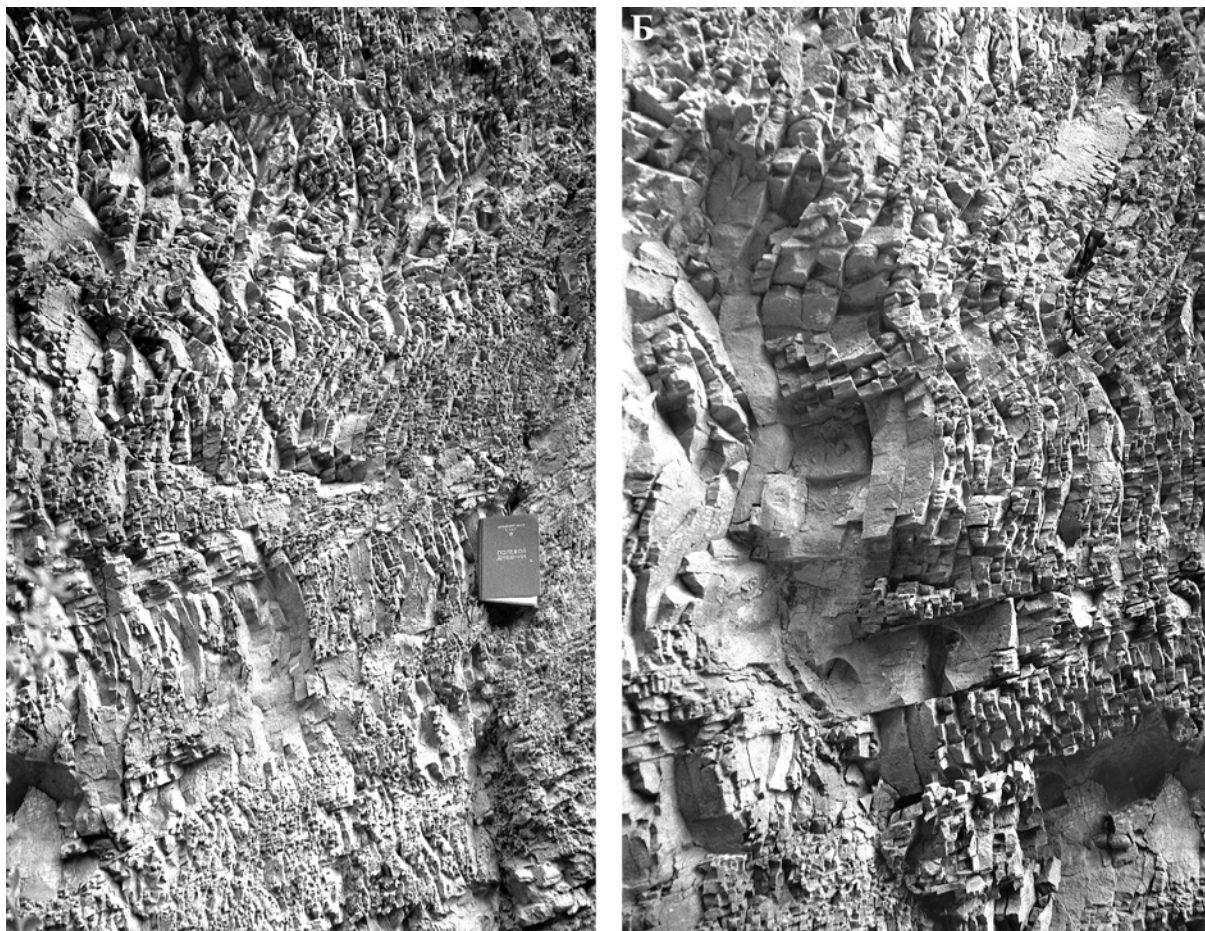
Одним из характерных признаков, присущих горизонтам гомогенизации, является развитая в них субвертикальная трещиноватость (рис. 4.12, см. рис. 4.5). Особенно интенсивно она проявляется в наиболее мощных горизонтах. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что трещинки не прослеживаются в породах смежных пачек, сохранивших свою первоначальную слоистость. Поверхности трещинок в целом параллельны друг другу, однако они редко бывают плоскими, – как правило, видна их изогнутость, иногда волнистость. Как уже отмечалось, в горизонтах гомогенизации все же прослеживается слабая реликтовая полосчатость, обусловленная незначительной гранулометрической неоднородностью. Этот фактор, очевидно, ответствен за изменение направления плоскости трещинок. Аналогичное явление наблюдается в песчано-сланцевых толщах, в которых развит тектонический кливаж, – его плоскости при переходе из глинистых пластов в пес-

чаниковые существенно меняют свою ориентацию.

Расстояние между плоскостями трещинок колеблется от нескольких мм до 1–1,5 см и зависит от литологического состава породы; намечается тенденция к уменьшению расстояния в более глинистых породах, в которых количество примеси песчано-алевритового материала невелико.

Важным обстоятельством для понимания причин, обусловивших появление трещиноватости, является ее пространственное расположение. Замеры ориентации трещинок показывают, что их плоскости простираются в направлении 130–150° на юго-восток, т.е. они практически перпендикулярны к направлению движения временных подводных потоков вниз по склону и направлению оползания осадочных пластин; соответственно они примерно параллельны простиранию наклонной поверхности дна в этом районе лейасового водоема.

С учетом этих факторов образование трещиноватости представляется следующим образом. Возникновение процесса оползания в значительной мере обуславливалось повышенной обводненностью некоторых интервалов песчано-глинистой слоистой толщи, чему способствовала, как отмечалось выше, отчетливая стратификация



**Рис. 4.12.** Литификационный кливаж

А – породы горизонта гомогенизации с интенсивным развитием литификационного кливажа (размер полевого дневника 10×15 см); Б – детали строения кливажированной породы

отложений, препятствовавшая отжиманию вверх иловых вод. Оползание осадочных пластин и образование гомогенизированных горизонтов, где стратификация исчезла, устраняли это препятствие и вели к удалению захороненной воды, т.е. к дегидратации отложений. В результате увеличивалась вязкость осадков в горизонтах, по которым происходило перемещение оползневых тел, что приводило к прекращению оползания. Вместе с тем вещество гомогенизированных горизонтов с потерей пластичности все равно продолжало находиться под воздействием тех же тангенциально направленных сил вниз по склону. Причем со временем, по мере накопления новых порций отложений, перекрывавших оползавшие ранее пластины, эти силы возрастали, но увеличившаяся вязкость отложений препятствовала дальнейшему развитию оползания.

Таким образом, литификация гомогенизированных осадков происходила под воздействием на них боковых стрессовых нагрузок, что обу-

словило образование на этом этапе постседиментационных преобразований однонаправленной трещиноватости, ориентированной перпендикулярно к существовавшим напряжениям. По своей сути образование такого рода трещиноватости сродни тектоническому кливажу. Нам представляется, что есть все основания считать рассмотренное явление позднедиагенетическим *литификационным кливажем* [Гаврилов, 1990а].

Как отмечает В.Д. Ломтадзе [Ломтадзе, 1984], кливаж по своему происхождению может быть эндогенным, возникающим в результате глубинных процессов в земной коре, и экзогенным, встречающимся довольно редко и связанным с поверхностными явлениями. Рассмотренную нами субвертикальную трещиноватость, видимо, можно отнести к категории экзогенного кливажа, хотя его образование происходило не в самых верхних слоях толщи, а на некоторой глубине.



Перемещение по склону оползающих пластин и формирование горизонтов гомогенизации, видимо, не было краткосрочным и одноактным процессом. Начало его следует связывать с накоплением венчающей осадочный ритм пачки песчаников, а минимальную глубину, на которой начинали происходить срывы по некоторым плоскостям, можно оценить примерно в 4–6 м. В основном же горизонты гомогенизации формировались на глубинах 10–30 м (литификационный кливаж возникал, видимо, на несколько большей глубине). На этой стадии постседиментационных преобразований глинистые отложения, по которым в первую очередь происходили срывы, характеризовались определенной совокупностью механических свойств. Согласно инженерно-геологической классификации глинистых пород, они в наибольшей степени соответствуют породам II группы [Ломтадзе, 1984], к которой обычно относят мягкие, малоуплотненные разности, имеющие явно-, скрыто-, вязкотекучую или пластичную консистенцию; существующие в них молекулярные взаимодействия между частичками глинистых минералов ослаблены развитием водных и водно-коллоидальных сольватных пленок, оказывающих пластифицирующее (размягчающее) действие. Породы этой группы при малых давлениях оказывают некоторое сопротивление сдвигу, обладают упругими свойствами, однако при повышении давления в них быстро развиваются пластические деформации.

Характеризуя в общем рассмотренное явление гравитационного движения осадочных масс по наклонной поверхности подводного конуса выноса, отметим следующие присущие ему черты: 1) вниз по склону происходило перемещение протяженных (многие сотни метров – несколько километров) и относительно тонких (не более первых десятков метров) песчаных пластин и, возможно, иногда некоторой части перекрывавших их осадков; 2) движение, как правило, происходило медленными темпами; 3) перемещение осадочных пластин осуществлялось вдоль плоскостей срыва, которые образовывались вследствие напряжений, обусловленных нагрузкой (весом осадков); 4) осадочная пластина во время движения сохраняла свою первоначальную структуру. По нашему мнению, совокупность перечисленных черт позволяет рассматривать процесс перемещения осадочных пластин как одну из форм проявления крипа осадков – явления, достаточно широко развитого в областях морских склонов [Стоу, 1990; Hill et al., 1982; Nardin et al., 1979; Prior et al., 1986; Silva et al., 1985; Watkins, Kraft, 1978].

Расстояние, на которое происходило оползневое перемещение, сейчас оценить трудно. Отметим только, что горизонты гомогенизации могли возникать даже при относительно незначительных масштабах процесса.

В отдельных случаях отмечено изменение мощности гомогенизированных горизонтов. Можно предположить, что это могло быть обусловлено как нагнетанием и перераспределением пластичной массы внутри горизонта под давлением, так и удвоением мощности за счет надвигания одних частей горизонта на другие.

Рассмотренные процессы способствовали развитию оползневых явлений другого рода. Иногда от оползающей пластины происходил отрыв фрагментов (различной величины) из его фронтальной части, движение которых вниз по склону носило уже совсем иной характер: быстрое перемещение осадочных масс и их перемешивание. В результате возникали отложения, состоящие из обломков глинистых и песчаных пород, сцементированных песчаным материалом. Этот тип осадочных образований будет рассмотрен ниже.

В районах склонов современных океанов и окраинных морей зафиксированы разнообразные оползневые образования, достигающие иногда весьма значительных размеров [Лисицын, 1988; Москаленко, Шимкус, 1976; Marine slides ..., 1982 и др.]. В частности, установлено оползание крупных осадочных пластин, длина которых может измеряться многими километрами и даже десятками километров (известны оползни в сотни километров), в то время как их мощность сравнительно невелика (несколько десятков – первые сотни километров). Подобные оползни в общем являются современными аналогами рассмотренных явлений, происходивших в лейасе на Северо-Восточном Кавказе. При этом следовало бы ожидать, что слои, по которым осуществлялось перемещение оползневых блоков, в новейшее время должны быть схожи с описанными горизонтами гомогенизации. Прямые натурные наблюдения слоев, подстилающих современные оползни, затруднены. Однако имеются некоторые косвенные свидетельства их существования и в частности данные сейсмопрофилирования. Различными исследователями [Summerhayes et al., 1979 и др.] отмечалось, что внутренние части крупных оползневых блоков на сейсмограммах часто выглядят так же, как и окружающие толщи континентального склона, но под ними выделяется слой с гораздо худшими акустическими характеристиками – почти не содержащий отражающих поверхностей. Эти слои, очевидно, и являются интенсивно деформированными, гомогенизиро-

ванными горизонтами. Причем, учитывая отмеченное разнообразие морфологических проявлений горизонтов гомогенизации в древних отложениях, в современных условиях слои, по которым происходило перемещение оползневых блоков, на сейсмопрофилях в различных случаях могут выглядеть по-разному.

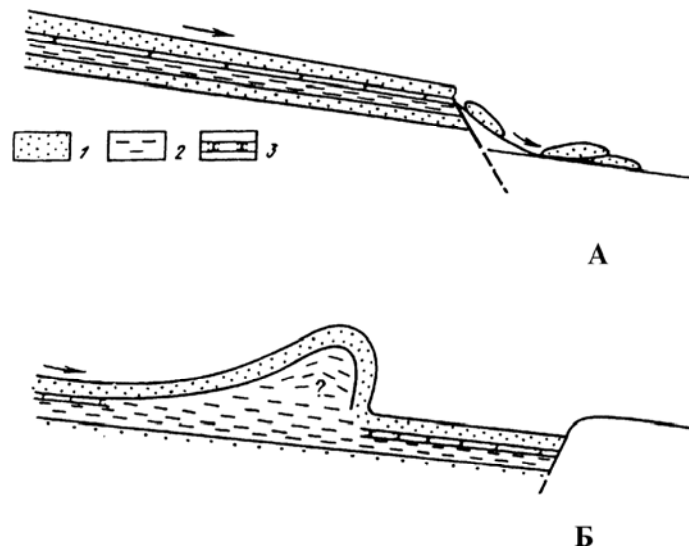
Исследования современных океанов показывают также, что оползни возникают в самых разнообразных обстановках, в том числе и в областях с весьма пологим уклоном поверхности склона [Архангельский, 1930; Lewis, 1971 и др.] и с относительно низкими скоростями седиментации [Summerhayes, 1979]. Однако в этих обстановках оползневые процессы могут носить случайный характер, проявляться сравнительно редко, провоцироваться некоторыми внешними причинами (землетрясения, ураганы и т.д.). Следовательно, появление в разрезе отложений, аналогичных горизонтам гомогенизации, также носит спорадический характер.

Отличительными чертами рассмотренных лейасовых горизонтов гомогенизации являются их приуроченность к конкретному району палеобассейна – конусу выноса древней реки, довольно частое появление в толще отложений, закономерное положение в разрезах, т.е. они являются типичными образованиями для определенных обстановок осадконакопления. Это были такие обстановки, где реализовывались условия, необходимые для того, чтобы оползневые явления возникали не под влиянием случайных факторов, а развивались автоматически, как естественное

продолжение осадочного процесса. Действительно, анализ строения разновозрастных толщ разных районов Северного Кавказа показывает, что в других местах горизонты гомогенизации весьма редки, а обычно вовсе отсутствуют. В связи с этим нам представляется возможным при реконструкции обстановок осадконакопления в палеобассейнах рассматривать появление в разрезах серии горизонтов гомогенизации в качестве диагностического признака древних конусов выноса в схожей геодинамической позиции.

#### Некоторые следствия гравитационного перемещения осадочных масс на поверхности конуса выноса

Образование горизонтов гомогенизации в торарской толще Дагестана было наиболее распространенным, но не единственным следствием крипа отложений. В некоторых случаях процесс усложнялся тем, что перед движущейся пластиной могли оказаться различные неровности склона – как отрицательные, так и положительные формы рельефа (рис. 4.13). Такие неровности возникают в результате различных причин и часто встречаются на поверхности современных подводных дельт [Prior, Coleman, 1982 и др.]. Сближение движущейся пластины с уступом в рельефе приводило к различным последствиям. В тех случаях, когда фронтальные части перемещающейся пластины встречали препятствие и прекращали движение, на них продолжали оказывать существенное давление тыловые час-



**Рис. 4.13.** Схема разрушения осадочной пластины при ее движении через уступ в рельефе склона (А) и образования антиклинальной складки в результате смятия движущейся песчаной пластины при появлении на склоне препятствий; подстилающие пласты песчаного горизонта не деформированы (Б)  
1 – песчаники; 2 – глинистые породы; 3 – горизонт гомогенизации



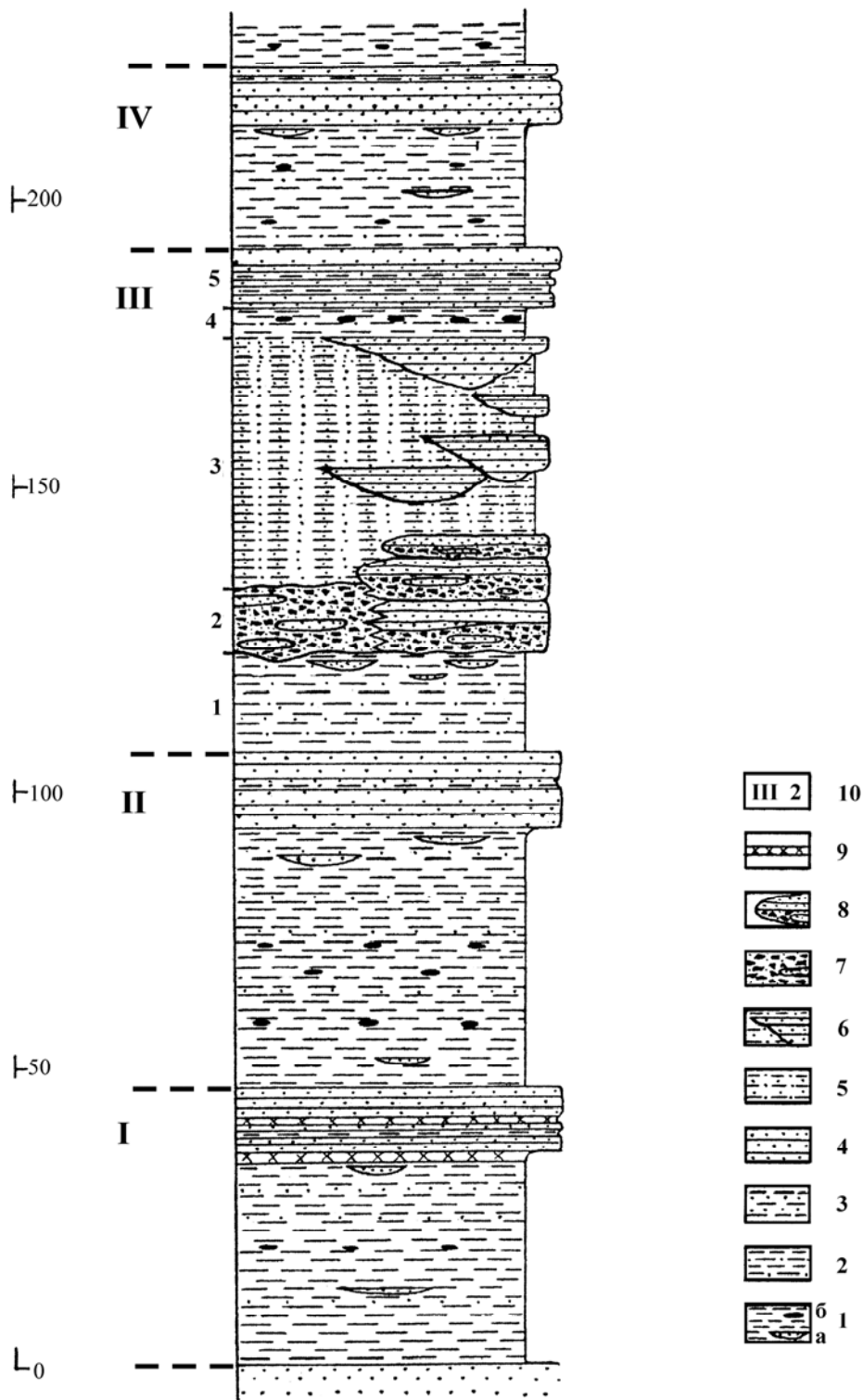
**Рис. 4.14.** Антиклинальная складка, образованная при смятии песчаной пластины

ти пластины, располагавшиеся выше по склону. Это могло привести к деформации пластины в виде пологих срывов и надвигов или складок (см. рис. 4.13, Б). По нашему мнению, такова причина появления асимметричной антиклинальной складки в районе, где слои залегают преимущественно в виде пологой моноклинали (рис. 4.14). Ось складки ориентирована на юго-восток, что примерно соответствует здесь направлению простираения тоарского палеосклона. Складку образуют слои, залегающие над мощным песчаным горизонтом (на фотографии он обрывается высоким уступом), который не был подвержен деформации. Если юго-западное крыло складки крутое, то северо-восточное более пологое; причем при удалении от центра складки слои залегают все более полого и, наконец, приобретают общее для всей толщи залегание (см. рис. 4.14). Здесь под ними можно наблюдать горизонт гомогенизации, свидетельствующий о происшедшем движении пластины. Смятие слоев в складку, очевидно, сопровождалось конседиментационным ростом на подводном склоне удлиненного поднятия в форме вала. Ядро складки в процессе ее формирования, очевидно, заполнялось в результате нагнетания в него пластичного глинистого материала из глинистого слоя, подстилавшего песчаную пластину.

Иная картина возникала в тех случаях, когда происходило сближение пластины с отрицательными формами рельефа, образовавшимися, например, в результате конседиментационного сброса. При этом могло происходить активное разрушение фронтальных частей пластины, что в свою очередь приводило к образованию специфических геологических осадочных комплексов (см. рис. 4.13, А). Рассмотрим один из примеров разрушения осадочной пластины. Объект нами изучен и описан на левобережье р. Аварское Койсу (р. Тлянубтляр). Поскольку этот объект может выступать в качестве модельного, приведем его относительно подробное описание.

В ритмично построенных верхнетоарских отложениях в районе р. Тлянубтляр (левый приток р. Аварское Койсу) находится толща мощностью 50–55 м с необычными осадочными образованиями. В целом этот интервал имеет следующее строение (рис. 4.15, 4.16):

1. Над песчаниками предыдущего ритма (II) залегают глинистая пачка: в алевролитистых аргиллитах содержатся тонкие (несколько сантиметров) прослои мелко- и тонкозернистых песчаников, в верхней части пачки появляются песчановые линзы с хорошо выраженной эрозионной подошвой. Мощность пачки 18–20 м.



**Рис. 4.15.** Литологическая колонка фрагмента верхнетюарской толщи (цекобская свита) в разрезе р. Тлянутляр  
 1 – аргиллиты с заключенными в них песчаниковыми линзами (а) и карбонатными конкрециями (б); 2,3 – чередование прослоев (2 – аргиллитов и алевролитов, 3 – аргиллитов и песчаников); 4 – песчаники; 5 – тонкоритмичные песчано-алевритовые породы; 6 – каналы, заполненные песчаным материалом; 7,8 – олистостромы: 7 – олистолиты, заключенные в микститовую массу, 8 – с микститом в нижней части и песчаниками в верхней; 9 – горизонты гомогенизации; I–IV – осадочные циклы 2-го порядка; 1–5 – различные пачки толщи с олистостромами и каналами



**Рис. 4.16.** Общий вид толщ с различными по морфологии и структуре гравитационными образованиями

Цифры II–IV и 1–5 соответствуют аналогичным обозначениям на литологической колонке толщ (см. рис. 4.15). Прямоугольнички, показанные белым крапом на фото, и номера в них соответствуют последующим рисункам

2. Сложнопостроенная толща, состоящая из чередующихся горизонтов песчаных пород с включениями многочисленных обломков аргиллитов, конкреций и фрагментов песчаных пластов и горизонтов, слагаемых сравнительно слабо деформированными пластами песчаников. Мощность до 20 м.

3. Толща слоистых песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых преимущественно тонкоритмичных пород, в которые на разных уровнях врезаются крупные эрозионные желоба, заполненные в основном песчаным и песчано-алевритовым материалом. Мощность около 30–35 м.

4. Пачка переслаивания аргиллитов и тонких (несколько сантиметров) прослоев мелкозернистого песчаника. Мощность 4–5 м.

5. Песчаниковая пачка: в нижней части (7,5 м) пласты песчаника переслаиваются с прослоями алевритистых аргиллитов, в верхней (2,5–3 м) – монолитные песчаники.

Выше залегают отложения следующего ритма (IV).

В описанном разрезе по своему строению резко выделяются пачки 2 и 3. В нижней части этого интервала широко распространены отложения, основная масса которых сложена однородной песчаной породой с заключенными в ней многочисленными обломками аргиллитов, слоистой глинисто-алевритовой породы, карбонатными конкрециями (рис. 4.17, А, Б). Размер глинистых обломков варьирует от первых сантиметров до нескольких дециметров. Хотя они зачастую расположены хаотично, все же намечается тенденция к субгоризонтальной ориентации обломков, имеющих уплощенную форму. Обломки в породе распространены сравнительно равномерно по всему объему пласта, приуроченности их к какой-либо части (в частности, подошвенной) не наблюдалось. Выветривание и выкрашивание глинистых включений приводит к тому, что породы часто приобретают ячеистый облик.

По взаимоотношению различных компонентов породы хорошо видно, что выполняющая функции цемента песчаная масса в момент образования отложений была существенно обводненной, разжиженной. Напротив, заключенные в ней обломки глинистых пород и карбонатных конкреций к этому времени были в достаточной степени литифицированы.

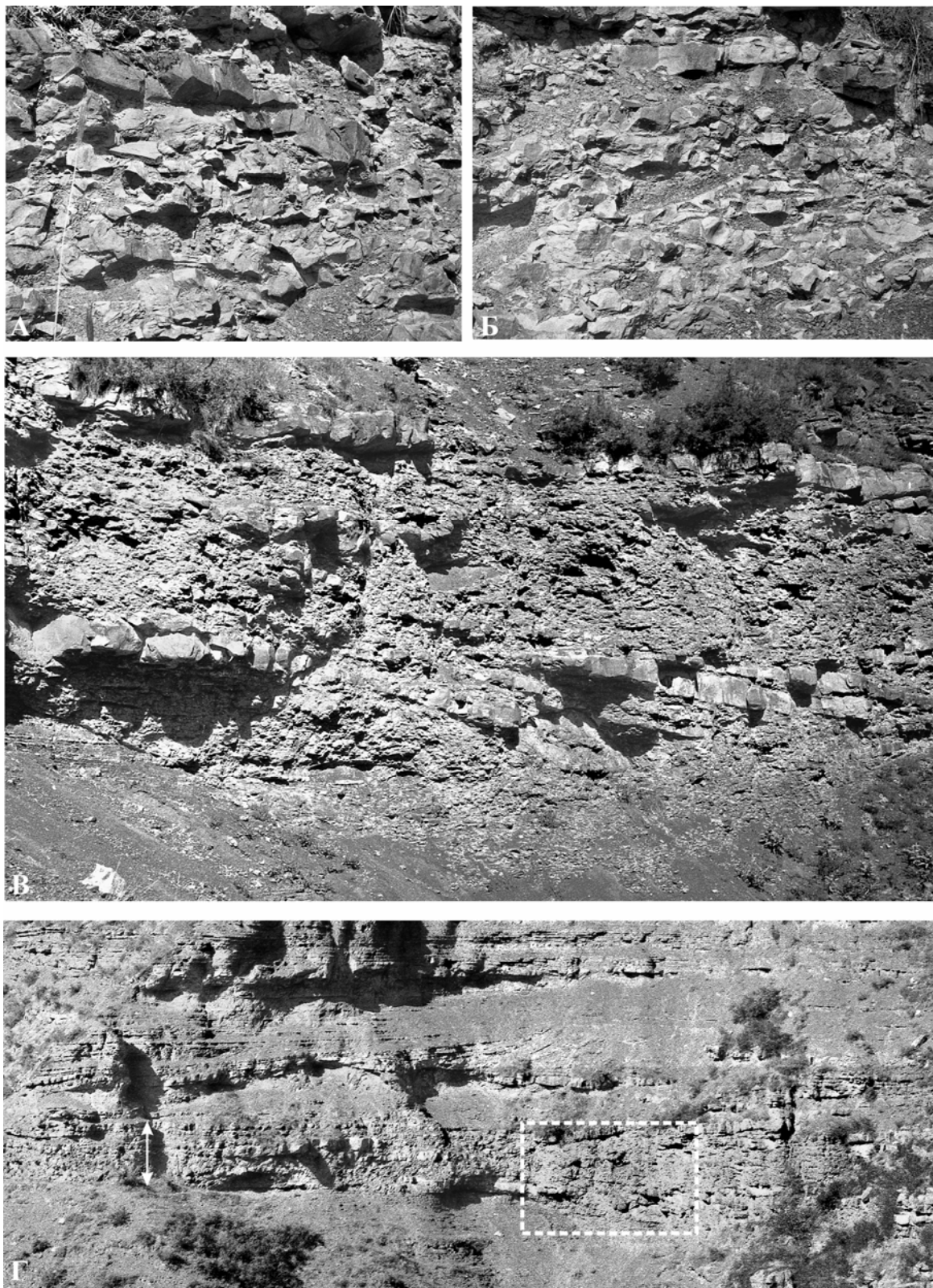
Для обозначения пород этого типа мы будем пользоваться термином *микстит*. Л. Шермерхорн *микститом* предложил называть несортированную или плохо сортированную обломочную осадочную породу с заключенными в ней

обломками безотносительно к ее составу или происхождению [Schermerhorn, 1966]. В некоторых работах [Леонов, 1981] термин *микстит* употребляется для обозначения широкого спектра обвальных, оползневых и ряда других гравитационных образований. Нами он используется по отношению именно к породе.

Микститы принимают участие в формировании различных по строению пачек. Они могут образовывать самостоятельные горизонты (см. 4.17), мощность которых достигает 6–8 м; подошва резкая и, как видно на рис. 4.17, В, носит отчетливый эрозионный характер, врезающаяся местами в подстилающие глинистые породы на несколько метров. В этих горизонтах часто бывают заключены фрагменты пластов песчаников (см. рис. 4.17, В, Г) мощностью до нескольких дециметров, а в длину – до нескольких метров. Эти фрагменты пластов по простиранию могут постепенно выклиниваться, резко обрываться, отмечался также их постепенный переход во вмещающую породу, в единичных случаях наблюдалось смятие пласта в острую лежащую складку.

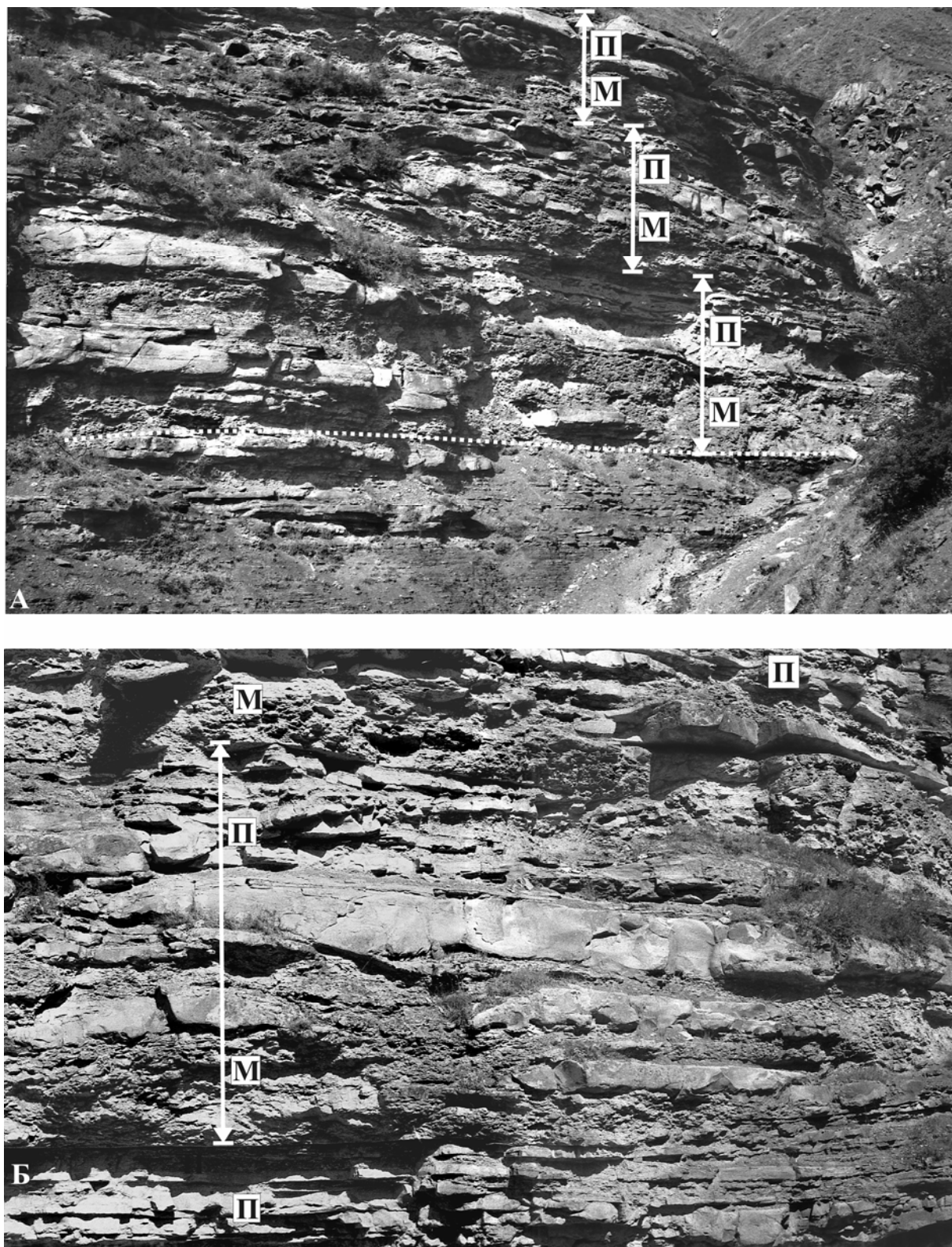
Горизонт собственно микститов прослеживается не менее чем на 100 м. По простиранию он сменяется толщей с несколько иным типом отложений, но в которых также присутствуют микститы. Эта толща более мощная (около 20 м); в ней снизу вверх по разрезу выделяется несколько (не менее трех) интервалов, схожих между собой по строению и придающих толще облик своеобразной ритмичности. Каждый из этих ритмов состоит из двух различных частей (рис. 4.18). В основании залегает горизонт (2–5 м) микстита с фрагментами песчаниковых пластов. Тонкие пласты быстро выклиниваются, обрываются, более мощные (до 0,8 м) прослеживаются на многие метры (первые десятки метров), характеризуются сложными взаимоотношениями с подстилающими и перекрывающими отложениями: они приобретают бугристый облик, в них появляются карманы, выемки явно эрозионного происхождения, а соответственно пласты по простиранию могут внезапно утоньшаться или раздуться. Неизменно отмечается резкая эрозионная подошва слоя микститов, срезающая подстилающие породы.

Верхние части ритма представлены пачками, состоящими из пластов песчаника различной мощности (см. рис. 4.18); они имеют облик нормальных осадочных образований, но местами в них также отмечаются незначительные нарушения первичной осадочной структуры в виде ра-



**Рис.4.17.** Олистостромовый горизонт и детали его строения

А, Б – микстит: обломки глинистых пород, сцементированные песчаной массой; В – олистострома, состоящая из микстита с заключенными в нем олистолитами – фрагментами пластов песчаников; слева видна подошва олистостромы, секущая подстилающие аргиллиты; Г – общий вид олистостромового горизонта (стрелками отмечены подошва и кровля), мощность горизонта 6–8 м; пунктиром отмечен фрагмент олистостромы, показанной на В



**Рис. 4.18.** Олистоформный горизонт с фрагментами первоначальной осадочной структуры отложений  
А – общий вид горизонта, мощность 15–17 м (стрелками показана мощность различных олистоформ); Б – строение олистоформы: м – нижняя микститовая часть, п – верхняя песчаниковая часть



зорванности некоторых пластов, мелких пологих разрывов с малой амплитудой смещения и т.д.

Хотя эти две части (микситы и пачки песчаников) четко различаются в разрезе, между ними отсутствует резкая граница. Нижние пограничные пласты песчаников по простиранию иногда отделяются от основной части пачки и полого погружаются в подстилающий миксит, растворяясь в нем. Эти два на первый взгляд разнородных горизонта представляют собой единое тело, мощность которого достигает 6–8 м; по простиранию может проследиваться на десятки метров. Кровля этих тел, как и подошва, выражена вполне отчетливо вследствие срезания верхних песчаников микситовым слоем следующего ритма (см. рис. 4.18).

В целом уровень, на котором получают наибольшее развитие микситы, прослеживается не менее чем на несколько сотен метров, меняясь в мощности от 5 до 20 м. Вместе с тем следует отметить, что он фиксируется не во всех обнажениях этого района.

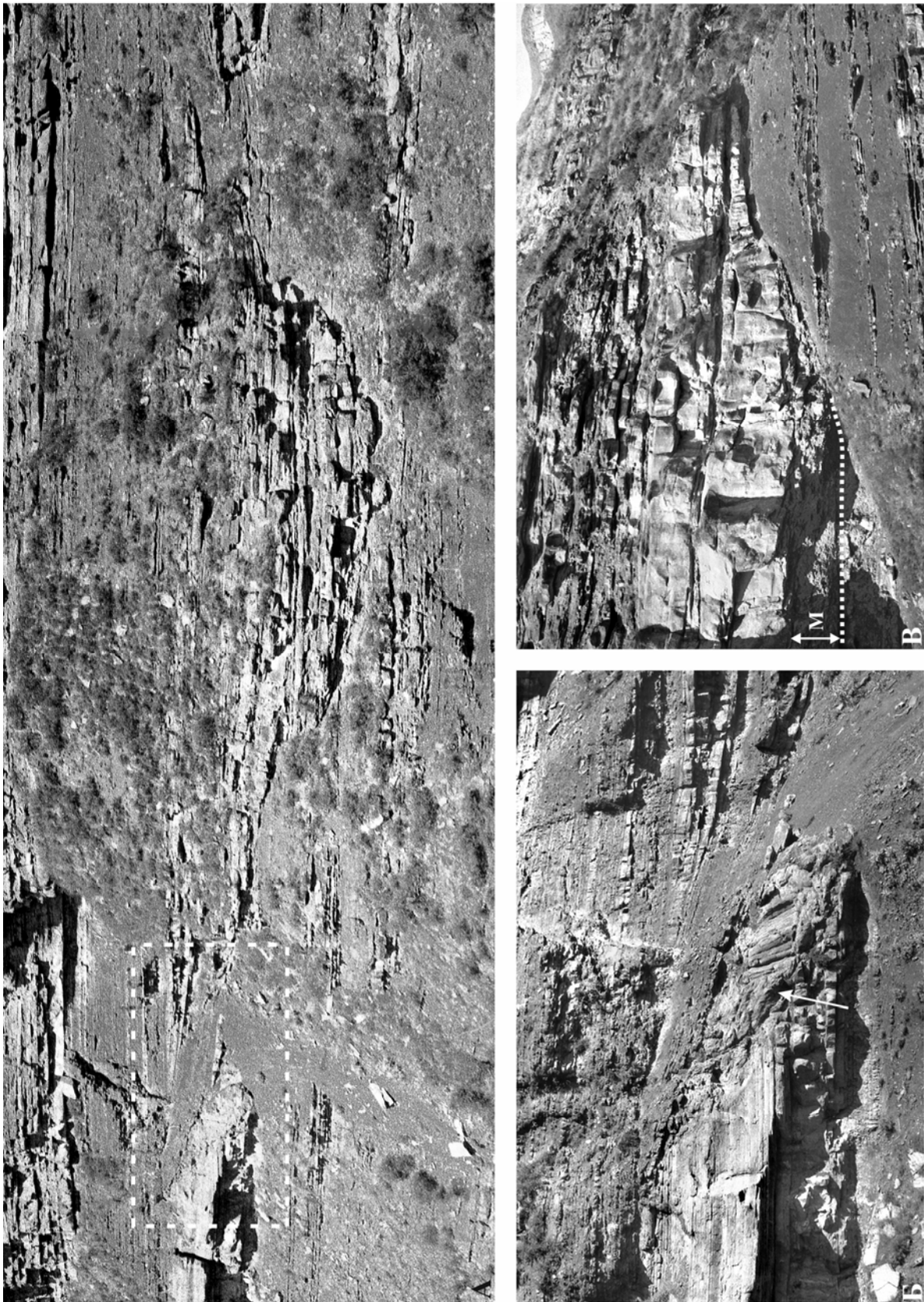
Для понимания генезиса описанных отложений следует иметь в виду следующие обстоятельства: появление в разрезе отложений, частично или полностью сложенных микситами, происходит повсеместно по отчетливой эрозионной границе; они резко отличаются от подстилающих отложений; в своей микситовой части несут следы образования из разжиженной песчаной пульповидной массы. Вполне очевидно, что эти отложения являются как бы инородным членом разреза, не вписывающимся в нормальный ход осадочного процесса, который был присущ этой части конуса выноса. Строение и характер залегания свидетельствуют об аллохтонной природе этих накоплений и появление их связано с оползневыми процессами – перемещением сюда осадочных масс из соседних, расположенных выше по склону участков водоема. Учитывая генетический аспект формирования этих отложений, их следует рассматривать как олистостромы [Григорьев, 1984; Руженцев, Хворова, 1973; Abbate et al., 1970]. Этому не препятствуют отмечаемые в разных частях горизонта различия в строении олистостром, так как они в принципе могут состоять из отложений разных генетических типов [Григорьев, 1984].

Фрагменты песчаниковых пластов различной (от 1 м и более) протяженности, заключенные в микситовой массе, будем рассматривать как олистолиты. Хотя ранее было предложено относить к ним включения размером более 4 м [Abbate et al., 1970], этот критерий не является строгим и к подобной категории включений относятся и более мелкие тела [Руженцев, Хворова, 1973].

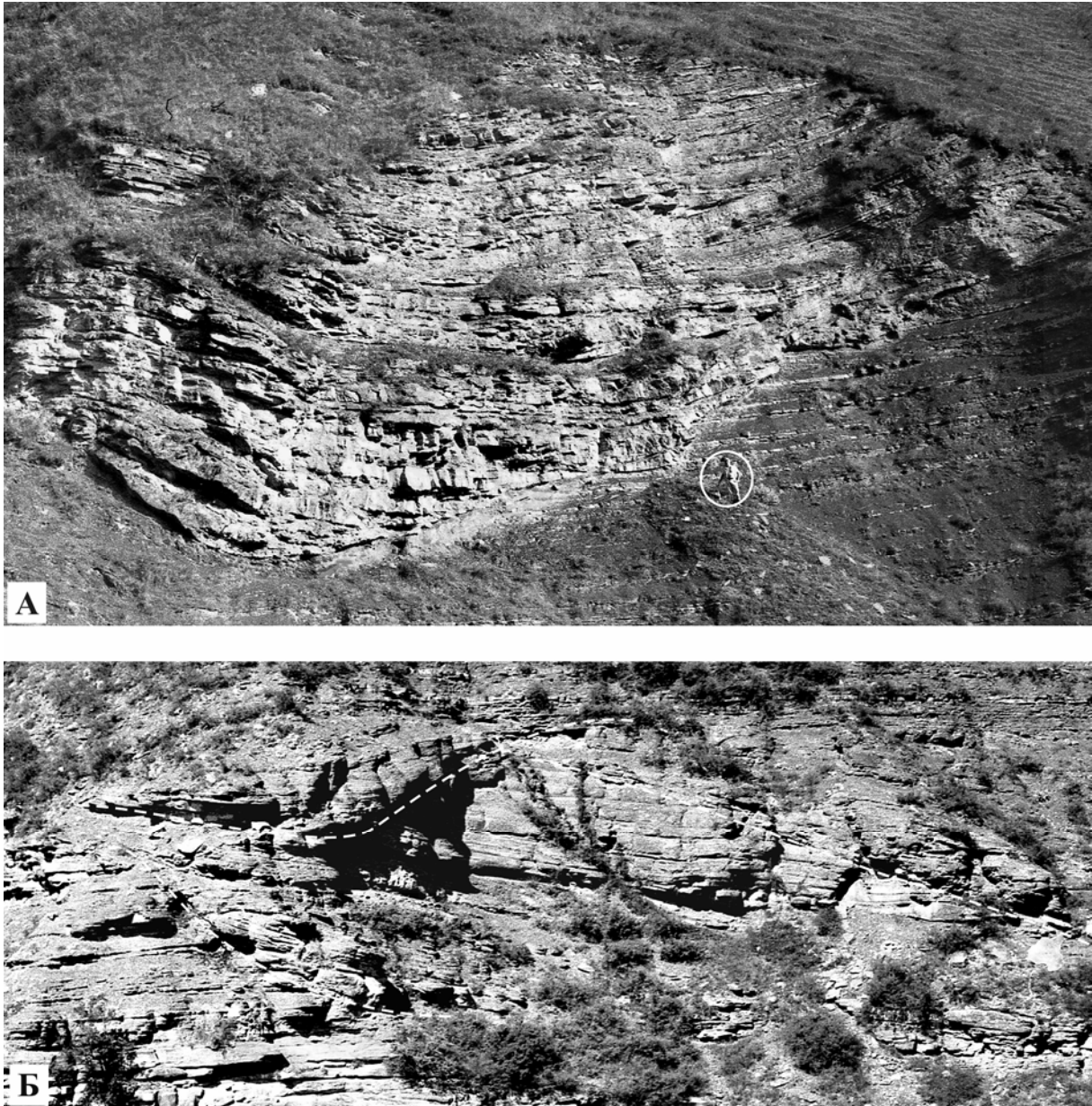
Если горизонт, полностью сложенный микситами с включениями олистолитов, является результатом одноактного процесса оползания и в целом представляет собой единую олистострому, то в смежных по простиранию частях этой толщи залегает несколько осадочных тел, перекрывающих друг друга и лишь частично (в нижней половине) сложенных микситами, в то время как верхняя часть в основном сохранила свою первоначальную структуру. В этом случае нам представляется возможным каждое из этих осадочных тел рассматривать как отдельную олистострому, а верхние их части с некоторой долей условности как олистолиты. Часть толщи, в которой залегают олистостромы, будем в дальнейшем называть *олистостромовым горизонтом*.

Над этим горизонтом залегают отложения, строение которых в значительной степени определяют многочисленные каньоны или эрозионные желоба (рис. 4.19, 4.20). Они придают толще весьма специфический облик. Эрозионные желоба различаются по форме, размерам, характеру заполнения их осадочным материалом. Желоба врезаются во вмещающие отложения на глубину от первых метров до 10 м и более; ширина в их верхней части достигает нескольких десятков метров. Различия в морфологии желобов определяются в основном крутизной бортов: наклон их варьирует от 15 до 45°. Крутые борта нередко бывают ступенчатыми, причем величина ступеней находится в определенной зависимости от мощности пластов, заполняющих желоб. Различаются относительно симметричные каналы и асимметричные, у которых один борт пологий, а другой крутой. Заполняются каналы в основном песчаным материалом, реже песчано-алевритовыми и глинисто-алевритовыми отложениями. В основании некоторых желобов залегают линзы микситов мощностью до 2 м. Мощность песчаных пластов обычно составляет несколько дециметров, но иногда достигает 2 м. В асимметричных каналах пласты упираются в крутой борт (см. рис. 4.19, А; 4.20), в то время как в пределах пологого борта они постепенно утоньшаются и выклиниваются (см. рис. 4.19, Б), при этом иногда наблюдается увеличение глинисто-алевритового материала в прибортовой зоне по сравнению с песчаными породами осевой части канала.

Отложения, заполняющие желоба, могут быть как однородными по гранулометрическому составу, так и различаться в разных пластах по степени обогащенности глинисто-алевритовым материалом. Отмечены пласты, полностью сложенные песчаным алевритом. В некоторых случаях



**Рис. 4.19.** Эрозионные подводные каналы  
А – общий вид канала, заполненного песчаным материалом (прямоугольник соответствует фото Б); Б – выклинивание пластов песчаников заполнения каналов; стрелкой показаны отложения прибортового обрушения стенок канала; В – песчаное заполнение одного из каналов подстилается горизонтом микстита (М)



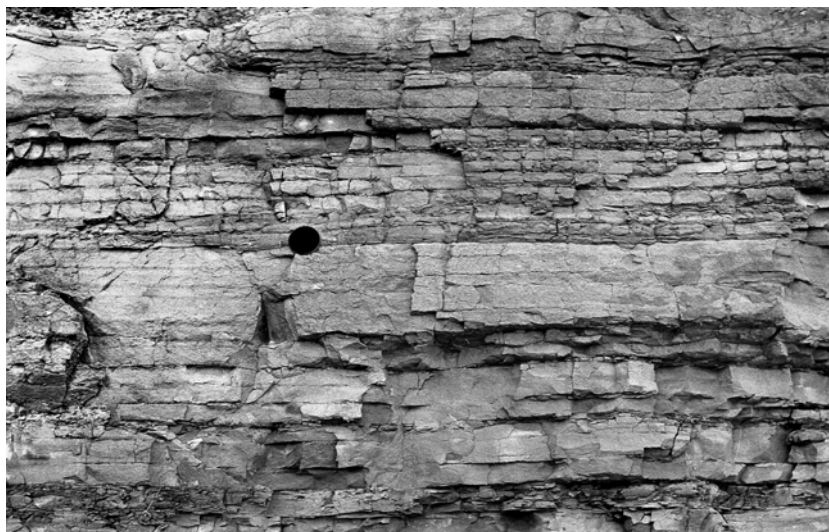
**Рис. 4.20.** Характер отложений, заполняющих и вмещающих эти каналы  
 А – крупный эрозионный канал, заполненный преимущественно песчаным материалом, врезанный в песчано-глинисто-алевролитовую толщу; для масштаба – фигура человека (в кружке); Б – многократное врезание каналов в ранее накопившиеся отложения

породы содержат обильный рыхлый растительный (углистый) материал, из-за чего отложения приобретают темную окраску. В единичных каналах отмечалось преобладающее заполнение тонким глинисто-алевритовым материалом, который переслаивается с маломощными песчаными прослоями.

Некоторые каналы расположены изолированно и по простиранию горизонта, к которому они приурочены, отстоят от других каналов на многие десятки метров (см. рис. 4.20, А); в иных

случаях наблюдается группирование нескольких каналов на сравнительно небольшом участке, где одни желоба внедряются в другие или их частично срезают (см. рис. 4.20, Б).

Вне пределов каналов (во вмещающих их отложениях) широко распространены песчано-алевритовые породы, для которых так же, как и для пород из большинства желобов, характерен отчетливо слоистый облик: выделяются песчаные прослои мощностью в несколько сантиметров, разделенные тонкими (1–2 мм) слоечками с



**Рис. 4.21.** Тонкоритмичные отложения вмещающей каналы толщи (диаметр крышечки объектива 5 см)

повышенным содержанием глинисто-алевритового материала, причем внутри элементарных слоев следов слоистости нет (рис. 4.21). Такая мелкая ритмичность весьма типична для отложений этого интервала: в них может варьировать гранулометрический состав пород, увеличиваться содержание глинистого материала, меняться цвет и степень сцементированности, но отмеченная мелкая ритмичность в том или ином виде сохраняется.

В рассматриваемых отложениях встречается и более крупная ритмичность: песчаные прослои мощностью до 10–15 см залегают с интервалом в несколько дециметров – первые метры (см. рис. 4.20, А). В некоторых интервалах встречаются пачки переслаивания пластов серых массивных песчаных алевролитов (10–50 см) и слоев (10–20 см), имеющих облик мелких ритмов.

В породах этой толщи очень редко встречаются карбонатные и сульфидные конкреции в пачках с относительно повышенной примесью глинистого материала, т.е. диагенетическое аутигенное минералообразование здесь было заметно подавлено.

Оценивая распространение рассмотренных отложений на площади, можно утверждать, что горизонт с олистостромами непосредственно прослеживается не менее чем на 500–600 м, а горизонт с каналами – на площади в несколько квадратных километров. К сожалению, геологическое строение района таково, что непосредственное наблюдение горизонтов на большей площади затруднено, но, по всей вероятности, они распространены на более широкой территории.

Переход к отложениям, перекрывающим горизонт с эрозионными желобами, сопровождается появлением частого переслаивания аргиллитовых и песчано-алевритовых прослоев мощностью в

несколько сантиметров с редкими линзовидными прослоями (до 15 см) песчаника. Причем здесь (в отличие от нижележащих отложений) глинистый материал образует самостоятельные слои; появляются также многочисленные сидеритовые конкреции. Как видим, смена условий осадконакопления сказалась на строении толщи, гранулометрическом составе отложений, их минеральном составе.

При восстановлении динамики развития осадочного процесса, в результате которого образовалась толщина с олистостромами и каньонами, следует учитывать следующие факторы: 1) осадконакопление осуществлялось на наклонной поверхности конуса выноса; 2) темпы его были весьма высокими; 3) накопление верхнетюрской толщи происходило ритмично, что отчетливо зафиксировано в строении разреза.

Формирование ритма, предшествовавшее образованию толщи с олистостромами, закончилось, как обычно, появлением пачки песчаников. После этого началось накопление глинистых отложений нижнего элемента следующего ритма. Развитие процесса осуществлялось по обычной схеме, и появление в верхней части глинистого интервала песчаных линз с эрозионной подошвой свидетельствует о начале образования пачки переслаивания песчаных и глинистых пластов – переходной к песчаному горизонту, венчающему ритм. Но, судя по тому, что эта пачка резко срезается микститами, нормальное развитие осадочного процесса было внезапно прервано появлением олистостром. По характеру залегания видно, что олистостромы являются аллохтонными образованиями для этого разреза. Поскольку подавляющая масса материала в них представлена песчаниками, которые в таких

количествах присутствуют только в венчающих ритмы песчаных пачках, можно сделать вывод о том, что появление здесь олистостром связано с разрушением песчаного горизонта, располагавшегося на некотором расстоянии от этого места.

Какой могла быть палеогеографическая обстановка в тот момент? Из данных по современным конусам выноса известно, что песчаная лопасть образуется не только путем увеличения ее мощности, но и в результате постепенного увеличения ее размеров на площади, продвижения передовых ее частей в глубь водоема [Лисицын, 1988; Prior, Coleman, 1982], т.е. песчаная лопасть формируется не одновременно на всей площади, которую она будет занимать после завершения ее образования, а прежде всего на участках, приближенных к питающим каналам. Поэтому в одних местах растущая лопасть уже может существовать, а в других (ниже по склону) ее первые элементы только начинают образовываться. Такая ситуация, как нам представляется, существовала и в нашем случае перед началом образования горизонта с олистостромами.

Формирующаяся песчаная лопасть на определенном этапе своего роста начинала постепенно сползать вниз по склону, что было широко распространенным явлением в районе; причем плоскость, вдоль которой происходило смещение, приурочивалась к переходной пачке переслаивания пластов глин и песчаников [Гаврилов, 1990]. Такое перемещение пластины могло подвести ее фронтальные части к некоторому перегибу в рельефе с увеличением крутизны склона, который и явился причиной отрыва от нее ряда фрагментов (рис. 4.22). В принципе, разрушение фронтальной части лопасти могло произойти также самопроизвольно в результате неустойчивого положения на наклонной поверхности значительных масс песчаного материала или было спровоцировано землетрясением. Однако каков бы ни был инициирующий механизм разрушения лопасти, в любом случае он приводил к одинаковому результату.

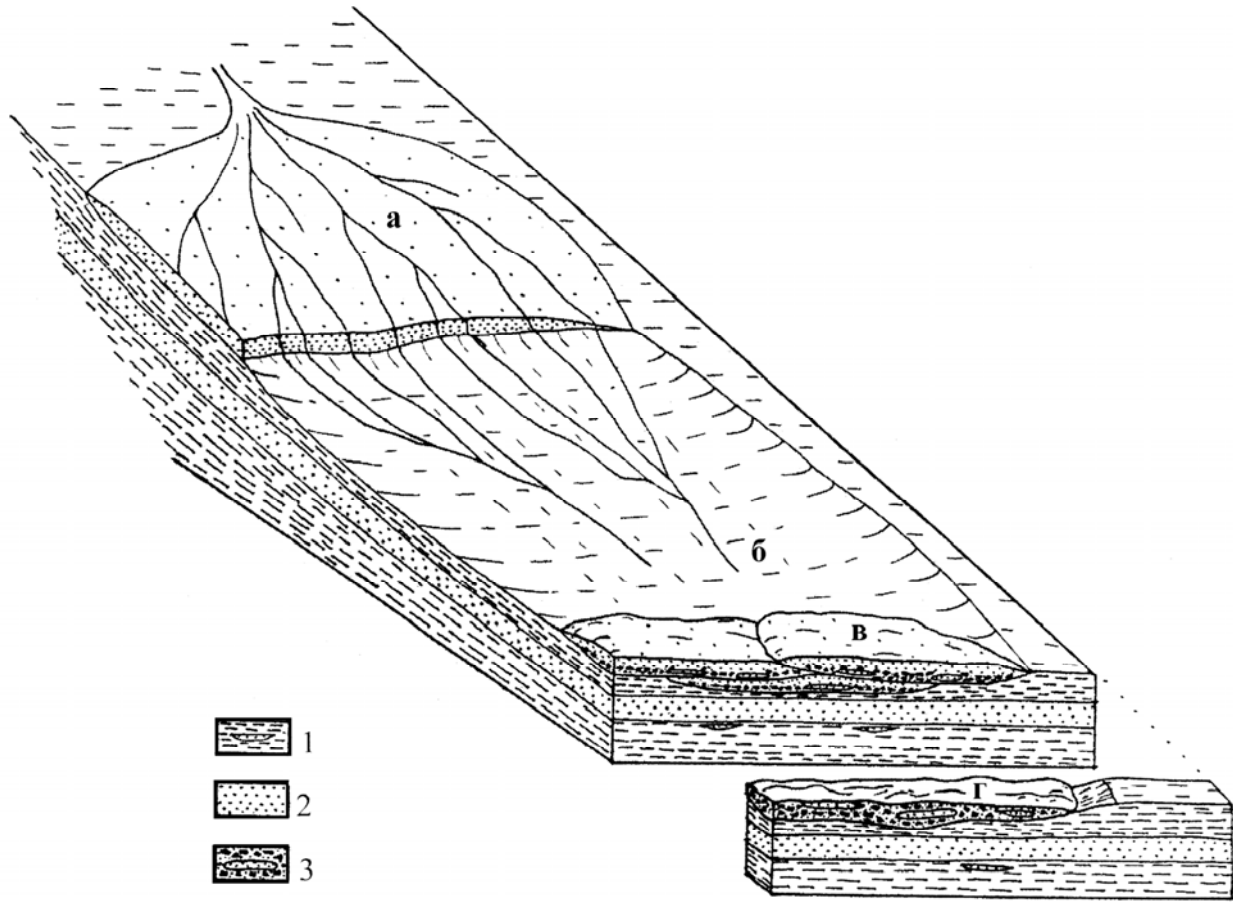
В разрезе прослеживается несколько олистостром, залегающих друг на друге. В связи с этим можно считать, что разрушение песчаной лопасти не было одноактным явлением: если первый импульс деструкции песчаной пластины, возможно, был спровоцирован каким-то внезапным событием (землетрясение?), то в дальнейшем следующие блоки отрывались от образовавшегося уступа самопроизвольно, будучи лишенными упора оползших частей.

Судя по современному облику олистостром, мощность отрывавшихся блоков составляла 5–

10 м, в ширину они достигали нескольких десятков метров, хотя, по-видимому, некоторые из них были намного больше. Общая же ширина фронта деструкции была, как отмечалось выше, не менее нескольких километров.

В отношении первоначального строения отрывавшихся блоков отметим, что, поскольку плоскость срыва в большинстве случаев находилась внутри подстилавшей песчаный горизонт пачки переслаивания песчаных и глинистых пород, какая-то часть пачки переслаивания могла входить в состав блоков.

Характер движения блоков по склону в область их аккумуляции и, соответственно, степень изменения их первоначальной структуры зависели от различных факторов: расчлененности рельефа склона, длины пройденного пути, наличия или отсутствия при этом вращения блока в горизонтальной плоскости и др. В процессе перемещения пластин по склону в ряде случаев весьма существенно менялась их первоначальная структура. При этом песчаный материал разжижался, перемешивался с обломками глинистых пород из пачки переслаивания. Кроме того, в результате значительного эродированного воздействия перемещавшихся блоков разрушались подстилающие отложения и продукты разрушения в виде многочисленных обломков глинистых пород также захватывались и перемешивались с разжиженной песчаной массой. При наиболее интенсивном перемешивании отложений и полной потере первичной структуры оползавших осадочных масс в области аккумуляции возникали горизонты, практически полностью сложенные микститами с заключенными в них немногочисленными фрагментами песчаных пластов. Однако гораздо чаще перемещение блоков по склону осуществлялось лишь с частичной потерей их первоначальной структуры. В этих случаях соскальзывание оторвавшихся пластин приводило к тому, что в них под действием силы тяжести вышележащих слоев и в результате трения о подстилающие отложения, по которым происходило скольжение, наибольшей деформации подвергались нижние части пластин, превратившиеся в итоге в микститовые слои. Верхние части пластин, наименее подвергавшиеся разнообразным нагрузкам, в целом сохраняли свою первоначальную структуру: в них в основном развивались мелкие внутренние срывы по субгоризонтальным плоскостям. В области аккумуляции последующие пластины перекрывали пластины, образованные ранее, при этом эродировались верхние части нижележащих оползневых тел.



**Рис. 4.22.** Схема образования олистостромового горизонта и каналов в зоне разрушения песчаной лопасти 1 – аргиллиты с заключенными в них песчаными линзами; 2 – песчаники; 3 – микститы с включениями олистолитов; а – разрушающаяся песчаная лопасть с системой ветвящихся мелких каналов на ее поверхности; б – депрессия в рельефе дна водоема, возникшая в результате разрушения фронтальной части песчаной лопасти; в–г – олистостромовый горизонт (в – олистостромы с частично сохранившейся осадочной структурой, г – олистострома с нарушенной первоначальной структурой отложений). Ширина депрессии первые километры

Результатом разрушения части лопасти и оползания оторвавшихся блоков, что сопровождалось эрозией подстилающих отложений, должно было стать появление в рельефе конуса выноса широкой депрессии. Подобные образования хорошо известны на склонах современных водоемов; их образование обычно является следствием крупномасштабных оползневых процессов [Prior, Coleman, 1982 и др.]; при этом оторванные блоки ограничивают депрессию снизу. В нашем случае отложения горизонта с олистостромами также должны были располагаться у нижнего края депрессии (см. рис. 4.22).

Выше отмечалось, что как для отложений, заполняющих каналы, так и для отложений, в которые эти каналы врезаются, при некоторых их различиях весьма характерной общей чертой является мелкая ритмичность (см. рис. 4.21), отсутствующая вне пределов рассматриваемой толщи. Поэтому можно, видимо, считать, что осадконакопление в депрессии осуществлялось преимущественно за счет материала, поставляемого по ка-

налам без дальнейшей их переработки течениями, волнением; накопление же осадков из всей водной толщи по схеме «частица за частицей» было крайне незначительно.

На начальных этапах осадочный материал приносился по каналам, устьевые части которых располагались в вершинных частях депрессии; в дальнейшем, после ее частичного заполнения осадками, каналы продвинулись далеко вниз по склону, врезаясь в накопленные отложения (см. рис. 4.22).

С чем связано появление на определенном этапе довольно крупных по размерам каналов? Для тоарского разреза этого района морфологически похожие на крупные каналы, но гораздо более мелких размеров эрозионные желоба встречаются часто. Мощность их обычно составляет не более 1–1,5 м, ширина – 2–10 м, но каналы мощностью 10 м и более отсутствуют.

Существующие модели строения фэнов [Mutti, Ricci Lucci, 1978; Normark, 1978; Walker, 1978] показывают, что наиболее крупные каньо-

ны характерны для крутых участков склона; там же, где происходит уменьшение уклона, поверхность конуса выноса выполаживается, крупные русла ветвятся на ряд все более и более мелких каналов.

Депрессия отрыва – отрицательная форма рельефа – начала осуществлять перехват многочисленных мелких каналов и контролировать направление их стока своей собственной формой. Очевидно, где-то в области осевой части депрессии происходило объединение мелких русел в относительно крупные каналы, схожие по размерам с каньонами гораздо более высоких частей авандельты (см. рис. 4.22).

Новообразованные каналы служили путями для потоков, переносивших большую массу осадочного материала. Эти потоки, характеризовавшиеся, видимо, значительной энергией, были способны в существенной степени эродировать накопленные ранее отложения, самостоятельно прокладывая себе новые пути стока, в результате чего на определенном этапе каналы продвинулись далеко вниз по склону.

По аналогии со схемой развития речных долин за период своего существования каналы должны были проходить как минимум две стадии. На первой, активной стадии происходило заложение канала. В это время потоки прорезали достаточно глубокие и узкие, очевидно, каньоновидные желоба, о чем свидетельствуют сохранившиеся местами крутые борта некоторых каналов. Осадочный материал, как приносимый потоком, так и возникавший в результате эрозии дна и стен желобов, уносился в более глубокие части водоема. На второй стадии в основном происходило заполнение канала осадочным материалом, часто сопровождавшееся расширением желоба; при этом терялся его первоначальный каньоновидный облик, стенки выполаживались. Свидетельство этому – наблюдаемая иногда ступенчатость каналов, при которой ступени по высоте соответствуют мощности пластов, упирающихся в них; т.е. латеральная эрозия стенок канала осуществлялась во время того или иного эпизода накопления новой порции осадочного материала.

Вместе с тем следует отметить, что выделение этих стадий несколько условно, так как на протяжении одного канала на одних участках происходило его углубление, а на других – накопление осадков. При заполнении некоторого отрезка канала отложениями потоки прорезали себе новое русло, иногда рядом с предыдущим и даже частично врезаюсь в него. В результате возникала группа из нескольких желобов, накладывающихся

один на другой (см. рис. 4.20, В). Образование такой долгоживущей системы, очевидно, обусловлено существованием выше по склону достаточно стабильного каньона, который являлся как бы материнским для этой серии желобов.

Относительно режима поставки осадочного материала по каналам отметим следующее. В песчаных пластах, заполняющих крупные желоба, нами нигде не наблюдалось косої слоистости, возникающей в условиях достаточно устойчивого и длительного потока. Напротив, весьма характерна мелкая ритмичность отложений: слоистость, обусловленная тонкими прослоечками с примесью глинистого материала параллельно напластованию; иногда слои утоньшаются к бортовым частям канала. Очевидно, наиболее предпочтительным для возникновения такой слоистости в тех условиях седиментации являлся импульсный характер поставки материала временными потоками. Многократное повторение таких импульсов привело к появлению отчетливой ритмичности отложений.

Накопление в депрессии осадков на определенном этапе привело к ее полному заполнению, а соответственно исчезновению понижения в рельефе, которое обуславливало развитие здесь системы каналов, поставлявших осадочный материал. Таким образом, произошла самоликвидация системы: заполнение крупных каналов привело к распаду их сети на гораздо более мелкие русла, характерные для этой части фэна.

Нам представляется, что вследствие активно работавшей системы каналов на месте бывшей депрессии могло возникнуть пологое возвышение. В результате этого поставка сюда песчаного материала резко сократилась и на протяжении некоторого времени шло образование глинистой пачки с тонкими прослоями алевролита и мелкозернистого песчаника. Знаменательно появление здесь большого количества глинистого материала, который ранее при накоплении нижележащей толщи играл явно подчиненную роль и в основном уносился в более глубокие части водоема.

В дальнейшем осадочный процесс в этом районе развивался по обычной схеме образования ритмично построенной толщи.

Таким образом, резюмируя изложенную схему образования толщи, можно в общем выделить следующие этапы в развитии процесса: 1) накопление песчаных отложений, слагавших одну из лопастей конуса выноса; 2) разрушение фронтальной части лопасти (спровоцированное землетрясением или другими факторами), неоднократный отрыв от нее осадочных пластин, образование депрессии отрыва (оползневого цирка)

и накопление в ее нижней части олистостромового горизонта; 3) заполнение депрессии осадочным материалом, приносимым по подводным каналам, объединение в депрессии мелких русел в более крупные каналы; 4) продвижение каналов вниз по склону депрессии, врезание в накопившиеся ранее отложения, заполнение одних и образование других каналов; 5) полное заполнение депрессии осадками, распад крупных каналов на сеть мелких подводных русел, характерных для этой части фэна; 6) продолжение прерванного ранее фонового осадконакопления.

Установленная направленность в строении разреза – от олистостромового горизонта к осадкам заполнения депрессии и каналов – является, видимо, достаточно типичной для толщ, образованных при развитии оползневых процессов в сходных условиях средней части фэна. Во всяком случае примеры совместного сонахождения скоплений оползневых блоков и каналов турбидитных систем известны в современных водоемах [Hill, 1984; Piper et al., 1985], описаны также проявления деструкции осадочных накоплений в древних придельтовых зонах [Nemes et al., 1988 и др.]. При возникновении депрессий схема их заполнения осадочным материалом в общем имеет ряд общих черт с рассмотренной выше, однако в каждом конкретном случае специфика фациальной обстановки существенно влияет на облик отложений, придавая им индивидуальные черты.

В заключение отметим следующее. Развивавшиеся при деструкции осадочных накоплений оползневые явления оказывали влияние на осадочный процесс двояко. Во-первых, непосредственно, обуславливая образование толщ переотложенных осадочных масс с присущими им специфическими признаками. Во-вторых, опосредованно, приводя к существенной перестройке системы подводных питающих каналов конуса выноса, их значительному продвижению в глубь водоема. Это обстоятельство влекло за собой то, что в более низких частях конуса выноса, где преимущественно накапливался сравнительно тонкозернистый материал, могли появляться песчаные отложения, нетипичные для фонового осадконакопления. Таким образом, оползневые явления влияли на последующую седиментацию на гораздо большей территории, чем та, на которой они получали непосредственное развитие.

#### **Формирование гравититов вне пределов развития Дагестанской авандельты**

Исследования в области северного склона юрского водоема Северного Кавказа вне пределов

развития конуса выноса также выявили многочисленные проявления гравитационных перемещений осадков, различающихся в зависимости от условий формирования морфологией и размерами. Широкое их распространение свидетельствует о том, что это явление здесь представляет собой неотъемлемую часть осадочного процесса. Оползневые перемещения осадочных масс были широко развиты, однако выявление их зачастую бывает затруднено из-за сложной тектонической дислоцированности толщ. Вместе с тем установление существующего разнообразия оползневых тел и условий их образования позволяет в ряде случаев решать обратную задачу – реконструировать древние обстановки осадконакопления.

Оползневые структуры в нижне- и среднеюрских отложениях Северного Кавказа характеризуются значительным разнообразием. Процесс срыва и перемещения вниз по склону осадочных масс в разных частях водоема – на шельфе, на склоне, у подножия склона – часто характеризовался специфическими чертами. Рассмотрим ряд проявлений оползневых процессов, происходивших в разных обстановках.

Наиболее отчетливо в толщах терригенных отложений фиксируются гравитационные образования, приуроченные к крутым перегибам в рельефе дна, которые в свою очередь обычно были связаны с существовавшими здесь конседиментационными разломами. Показательно в этом отношении крупное региональное разрывное нарушение – Тырнауз-Пшекишский разлом, ограничивающий с юга Лабино-Малкинскую структурно-фациальную зону. Особый интерес представляет его восточная часть, в пределах которой благодаря системе конседиментационных разрывных нарушений в ранне- и среднеюрское время возникла впадина, известная под названием Кестантинской [Панов, 1962]. Залегающие полого в этом районе юрские отложения хорошо вскрыты эрозией в разных частях территории, что позволяет по сопоставлению мощностей одновозрастных отложений в пределах впадины и вне ее уверенно судить о существовавшем здесь конседиментационном крутом перегибе рельефа дна. Наиболее приближенный к этому перегибу и расположенный у северного борта впадины (реки Джунгусу, Чегем) разрез ааленских и байосских отложений насыщен разнообразными обвальными оползневыми образованиями [Гаврилов, 1992]. Здесь в глинисто-алевритовых ааленских отложениях залегают фрагменты песчаных пластов от линзовидной до глыбообразной формы, размер которых колеблется от первых метров до 10–15 м. Под наиболее крупными глыбами вмещающие отложения интенсивно дислоцированы. В разрезе также встречаются



своеобразные горизонты, представляющие собой песчаные породы с заключенными в них хаотически расположенными фрагментами аргиллитов и диагенетическими конкрециями. Эти горизонты возникали вследствие перемещения вниз по склону высокоплотностных зерновых потоков, образованных в результате разжижения песчаных накоплений; причем во время движения поток оказывал интенсивное эродирующее воздействие на подстилающие глинистые отложения. В разрезе встречаются также линзовидные пласты мощностью первые дециметры, сложенные незакономерно ориентированными карбонатными конкрециями. Образование этих пластов здесь следует связывать со срывом со склона масс нелитифицированных глинистых отложений: карбонатные конкреции, сформировавшиеся на ранних стадиях диагенеза, прежде всего осаждались из возникшего потока, глинистая же масса уносилась дальше. Наконец, в прибортовой части Кестантинской впадины встречаются горизонты отложений, пластически деформированных в результате оползневых процессов, а также пласты гомогенизированных глинистых пород без видимой слоистости; т.е. в ааленской толще обнаруживаются следы самых разнообразных по характеру гравитационных перемещений масс осадочного материала: фрагменты литифицированных пород, потоковые накопления, пластические деформации. Если в ааленских отложениях залегают оползневые образования в общем сходного с вмещающими породами литологического состава, то в вышележащей байосской толще встречаются обломки, глыбы пород кристаллического доюрского фундамента. Таким образом, по мере заполнения осадочным материалом впадины вначале преобладали гравититы, сложенные породами юрского возраста и в общем синхронные вмещающим отложениям; в дальнейшем, по мере эрозии приподнятой части приразломной ступени, начали разрушаться древние доюрские породы.

Следует подчеркнуть, что накопление срывающихся со склона осадочных масс, и прежде всего грубообломочных, происходило преимущественно вблизи от геоморфологической ступени, так как в разрезах центральных частей впадины такого обилия оползневых образований нет.

Ведущую роль для анализа геологического строения Кестантинской впадины играет сопоставление мощностей разновозрастных отложений этого района. Прослеживающаяся отчетливая связь между палеорельефом юрского водоема и накоплением оползневых масс осадков позволяет рассматривать в этом отношении восточную часть Тырнауз-Пшекишской разломной зоны как модельный объект.

На территории западной части Лабино-Малкинской СФЗ (бассейн р. Белой, разрез р. Дах) в глинистых отложениях веринютской свиты встречаются довольно многочисленные включения доюрских пород различной морфологии. Размер наиболее крупных из них достигает первых десятков метров. Их образование связано с существованием на этой (трансгрессивной) стадии развития бассейна существенно расчлененного рельефа (скорее всего геоморфологически выраженной ступени вдоль конседиментационного разлома). Трансгрессирующее море и сейсмическая активность района обусловили развитие обвальных процессов. Крупные фрагменты доюрских пород (в том числе конгломератов) по имевшему уклон дну гравитационно были перемещены в зону преимущественно глинистого осадконакопления, что местами сопровождалось пластическими деформациями вмещающих отложений.

В этих разрезах отмечены также уровни (мощностью до 10 м и более) глинисто-алевритовых пород без характерной для фоновых отложений слоистости. Эти горизонты возникали вследствие поверхностного срыва со склона достаточно больших масс глинистых осадков раннеюрского водоема, которые, будучи нелитифицированными, в процессе перемещения по склону были перемешаны, гомогенизированы и вследствие этого потеряли все первоначальные структурно-текстурные признаки осадочных образований; теперь это массивные бесструктурные породы.

В других районах, где первоначальное залегание слоев нарушено складчатостью и анализ мощностей отложений смежных разрезов в силу целого ряда причин бывает затруднен, появление в толще отложений системы оползневых образований позволяет судить о характере палеорельефа дна водоема и производить соответствующие реконструкции.

Южнее Тырнауз-Пшекишской шовной зоны в пределах южной части Дигоро-Осетинской СФЗ выделяется полоса, к которой приурочена серия разломов общекавказского простиранья. Одним из наиболее показательных геологических объектов, демонстрирующих конседиментационный характер некоторых разломов, является комплекс оползневых образований, описанный нами на правом берегу р. Геналдон (долина р. Фардон) [Гаврилов, 1992].

Здесь в монотонной толще полосчатых глинисто-алевритовых отложений залегают песчаные тела преимущественно линзовидной формы, приуроченные к некоторой зоне, секущей напластование слоев (рис. 4.23). В нижней части видимого разреза залегают наиболее крупные оползневые

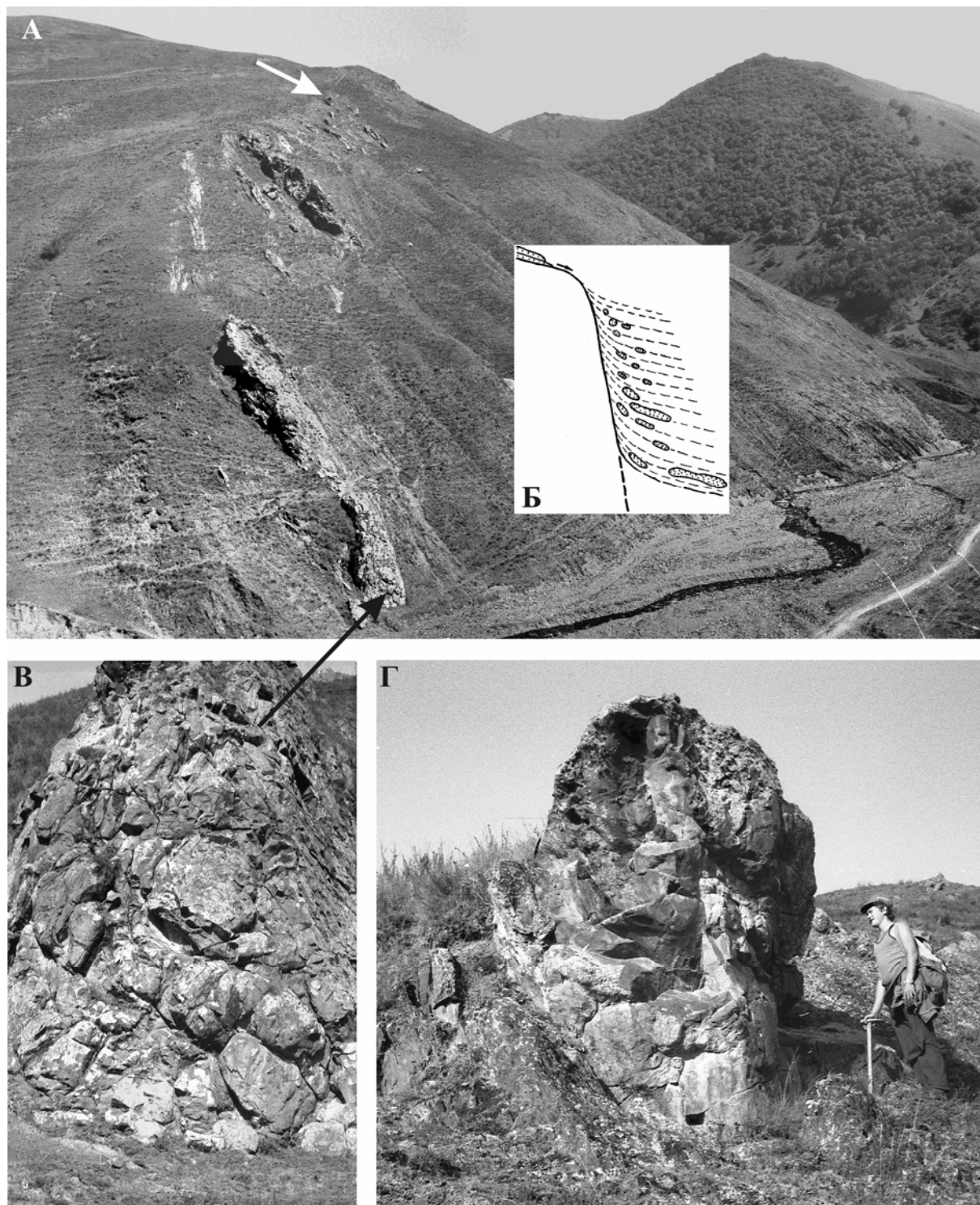
линза мощностью до 7 м и длиной до 30 м. Первоначальная седиментационная слоистость выражена в ней слабо, а во фронтальной ее части нижняя половина линзы представляет собой перемешанную песчаную массу, в которой первичная структура слоев отсутствует. Такое же сложное строение характерно и для другой крупной линзы, залегающей выше по разрезу. В более мелких линзах (мощностью до 1–2 м и длиной несколько метров) первоначальная седиментационная структура отложений выражена достаточно отчетливо. Некоторые линзы несут следы пластических деформаций. Отмечены песчаные тела, имеющие внутреннюю структуру типа «snowball» [Andre, 1989] или «рулета» (см. рис. 4.23, Г) и достигающие в диаметре 3 м. Залегают они в глинистых отложениях, несущих различные следы деформаций, развитых в основном в непосредственной близости от песчаных линз.

Строение песчаных линз и характер залегания свидетельствуют об оползневом происхождении этих тел, а совокупность их в толще указывает на существовавший в непосредственной близости от них крутой перегиб в палеорельефе дна водоема, связанный, очевидно, с конседиментационным разрывным нарушением (см. рис. 4.23, Б). Песчаные отложения накапливались на приподнятой части ступени и периодически некоторые их массы срывались и перемещались вниз по склону. В тех случаях, когда происходило оползание сравнительно небольших песчаных линз, они скользили по обводненному нелитифицированному глинисто-алевритовому осадку и не претерпевали существенного изменения первичной внутренней структуры. Увеличение массы оползающих тел приводило к возрастанию давления на подстилающий осадок, разрушению его поверхностного слоя и взаимодействию с более глубокими и литифицированными отложениями. Соответственно возрастали силы трения, в линзе возникали сдвиговые деформации, что обуславливало перемешивание песчаной массы и потерю ее первоначальной структуры. Причем максимально нарушилась структура фронтальной части линзы, испытывавшей наибольшие нагрузки в процессе перемещения и особенно в момент ее торможения у подножия геоморфологической ступени. По мере накопления осадков уменьшался перепад высот участков дна в районе ступени, сглаживался рельеф, в

оползание вовлекались меньшие по размеру песчаные блоки. Интересно отметить, что при этом начали образовываться песчаные тела с закрученной структурой типа «рулета» или «snowball». Видимо, это также связано с изменением уклона поверхности скольжения, уменьшением скорости перемещения фрагмента песчаного пласта. Представляется наиболее вероятным, что при достаточно медленно развивающемся вначале соскальзывании фрагмента слаболитифицированного песчаного пласта существует большая вероятность его закручивания в рулетоподобное тело, чем при быстром, стремительном скольжении аналогичной пластины вниз по крутому склону.

Оценивая величину рассматриваемой ступени в палеорельефе юрского водоема, можно уверенно судить о том, что ее высота достигала многих десятков метров (не менее 80–100 м). Однако полоса развития оползневых песчаных тел, судя по всему, обнажена не полностью и, видимо, была заметно больших размеров, т.е. здесь происходит резкое скачкообразное увеличение мощности отложений, подобно тому, как это наблюдается в Кестантинской впадине (Тырныауз-Пшекишская шовная зона). Существовавшая в палеорельефе ступень связана с конседиментационным разломом, входящим в систему разломов, отчетливо прослеживающихся в породах доюрского кристаллического фундамента и юрских отложений в более западных районах – в южной части Садоно-Унальской антиклинальной зоны. Как отмечал Г.Д. Аджирей [Аджирей, 1958, 1968], эта система имеет сравнительно глубокое заложение и движения по некоторым из разломов проявлялись как в юре, так и в более позднее время, возможно, вплоть до четвертичного. Причем эти структуры в ряде мест являются рудоуправляющими. Нам представляется, что в палеорельефе область, связанная с системой разломов общекавказского простираения, была, видимо, наиболее резко выраженной в рельефе дна и представляла собой серию сопряженных ступеней, которые в целом образовывали относительно крутой склон водоема.

Иной характер по сравнению с рассмотренными выше имеют оползневые деформации, возникшие в области пологого склона в пределах шельфа. Здесь развиты немногочисленные мелкие оползневые складочки в глинисто-алевритовых отложениях, отмечаются признаки незна-



**Рис. 4.23.** Система оползневых тел, накопившихся у подножия подводной конседиментационной ступени (правобережье р. Геналдон, р. Фардон)

А – общий вид системы оползневых тел, стрелками отмечено местонахождение объектов, показанных на фото В и Г; Б – схема-реконструкция залегания оползневых тел; В – фронтальная часть крупной оползневой линзы с нарушенной первоначальной структурой; Г – оползневое тело со структурой «рулета», образованное в результате закручивания при оползании фрагмента пластичного песчаного пласта

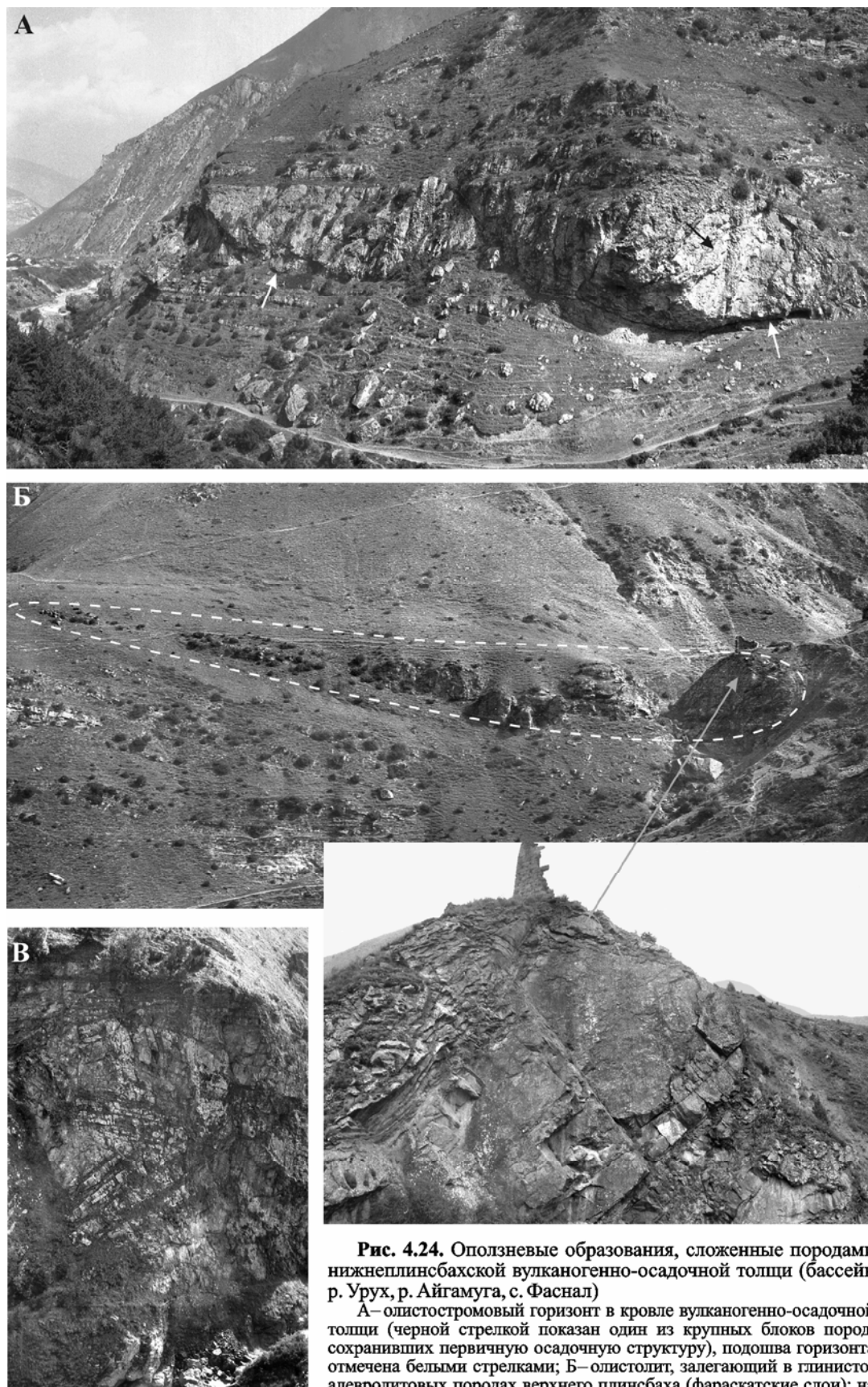
чительного перемещения песчаниковых пластов и др. В целом встречается мало следов оползневых процессов в центральных частях палеошельфов (позднеплинсбахский – в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ, тоарский – в Лабино-Малкинской СФЗ). Вместе с тем иногда появляются достаточно крупные оползневые тела. Так, в одном из наиболее полных разрезов толщи  $J_1$  в бассейне р. Урух (р. Айгамуга, разрез с. Фаснал) отмечен ряд образований рассматриваемого типа (рис. 4.24). Здесь в верхнеплинсбахских глинисто-алевритовых отложениях залегает пластина, сложенная породами, характерными для вулканогенно-осадочной толщи нижнеплинсбахского возраста, – андезито-дацитовая формация [Цветков, 1977]. Этот олистолит протягивается не менее чем на 200 м, во фронтальной южной части его мощность достигает почти 20 м, в тыловой (к северу) он утоняется и выклинивается (см. рис. 4.24, Б). В нем видны многочисленные проявления смятия, растаскивания пластов, деформации слоев различной морфологии (как пластические, так и хрупкие), но в целом внутренняя слоистая структура сохранилась. По характеру залегания олистолита можно судить о его перемещении с севера, где в это время, видимо, находилось относительное поднятие в рельефе дна, являвшееся геоморфологическим отражением конседиментационного разлома, существовавшего в плинсбахское время, о чем свидетельствует резкое увеличение мощностей вулканогенно-осадочных пород к югу от него.

Подтверждением тому, что оползание, соскальзывание части накоплений в вулканогенно-осадочной толще происходили сравнительно легко, служит олистостромовый горизонт, залегающий в том же разрезе в верхней части этой толщи. Горизонт мощностью около 15 м, прослеживающийся в пределах обнажения на несколько сот метров, резко выделяется на фоне других слоистых отложений своей массивностью – в рельефе он выражен обрывистым уступом. В нем отчетливо видны фрагменты слоистых пород, размер их от сравнительно небольших обломков в несколько дециметров до 7-метровых глыб (см. рис. 4.24, А). Залегают эти фрагменты достаточно хаотично. В другом обнажении примерно на том же уровне разреза отмечена крупная лежащая складка (см. рис. 4.24, В). По составу слагающие горизонт породы аналогичны развитым в подстилающей толще. Олистостромовый горизонт по резкой и пологоволнистой границе налегает на отчетливо слоистую пачку. К моменту срыва породы были слабо литифицированы и при перемещении по

склону значительной осадочной массы в основном потеряли первоначальную структуру – дробились, перемешивались. По-видимому, срыв осадочного материала происходил с того же поднятия, что и в случае упомянутого выше олистолита. Причем первый по времени срыв затронул менее литифицированные отложения, чем второй. Это обусловило то, что нижний горизонт состоит из деструктурированной осадочной массы, в то время как в последующее оползание вовлекались отложения сильнее литифицированные, из более глубоких слоев толщи и при перемещении отчасти сохранившие в олистолите первоначальную структуру.

Олистостромовый горизонт и крупный олистолит залегают в основании и в нижней части терригенной толщи лейаса, в то время как в более высоких ее частях подобные гравитационные образования не отмечаются. Вообще в отложениях позднеплинсбахского, а потом и тоарского шельфа оползневые деформации слоев встречаются редко и размеры их незначительны, т.е. для пологих шельфовых областей оползание осадков не было характерным. С чем же связано появление описанных образований? Как нам представляется, приуроченность их к низам терригенной толщи не случайна и возникли они на определенном этапе развития бассейна.

Накопление в раннеплинсбахское время вулканогенно-осадочной толщи происходило как в субаквальных, так и в субаэральных обстановках. В областях, приближенных к зонам извержений, существовали поднятия и геоморфологический перегиб в рельефе, связанный с конседиментационным разломом. В целом рельеф здесь в это время был холмистым. На рубеже раннего и позднего плинсбаха временное отступление моря сменилось трансгрессией. Наступление моря сопровождалось активным воздействием на вулканогенно-осадочные накопления волновой эрозии, особенно на относительных поднятиях. Этот процесс мог в ряде случаев приводить к отрыву, обрушению, соскальзыванию с поднятий и с геоморфологических ступеней масс вулканогенно-осадочного материала. В одних случаях (при дезинтеграции этого материала в процессе гравитационного перемещения) образовались олистостромовые горизонты, в других (при частичном сохранении первичной структуры отложений) – крупные олистолиты. О том, что в это время происходил размыв вулканогенно-осадочных отложений, свидетельствует появление в разрезе глинисто-алевролитовой верхнеплинсбахской толщи пачки песчаников, сложенных продуктами разрушения вулканоген-



**Рис. 4.24.** Оползневые образования, сложенные породами нижнеплинсбахской вулканогенно-осадочной толщи (бассейн р. Урух, р. Айгамуга, с. Фаснал)

А – олистостромовый горизонт в кровле вулканогенно-осадочной толщи (черной стрелкой показан один из крупных блоков пород, сохранивших первичную осадочную структуру), подошва горизонта отмечена белыми стрелками; Б – олистолит, залегающий в глинисто-алевролитовых породах верхнего плинсбаха (фараскатские слои); на фото-врезке фронтальная часть олистолита, в которой видны пластические деформации слоистой пачки; В – лежащая оползневая складка в стратифицированной толще верхней части садонской свиты

ных пород. На последующем этапе, когда море выработало новый профиль рельефа и осадконакопление происходило на дне достаточно ровного новообразованного шельфа, оползневые процессы проявились в минимальной степени, и такие крупные гравитационные формирования, возникавшие на начальной трансгрессивной стадии, в разрезе уже не встречаются. Следует отметить, что образованию олистостромового горизонта и олистолита в значительной степени способствовало литологическое строение вулканогенно-осадочной толщи в этом районе – ее отчетливая стратификация, наличие прослоев углистых сланцев, вдоль которых мог происходить срыв материала. В более северных районах, вне пределов развития вулканогенно-осадочной толщи, там, где отложения трансгрессирующего моря налегают на палеозойские кристаллические сланцы и гранитоиды, следы гравититов, подобные рассмотренным выше, не наблюдаются. Заметим, что некоторые исследователи [Копп, 1991] вообще связывают с эпохами трансгрессий появление олистостром. Нам представляется, что это утверждение справедливо лишь отчасти, так как их образование в этих условиях регламентируется целым рядом обстоятельств.

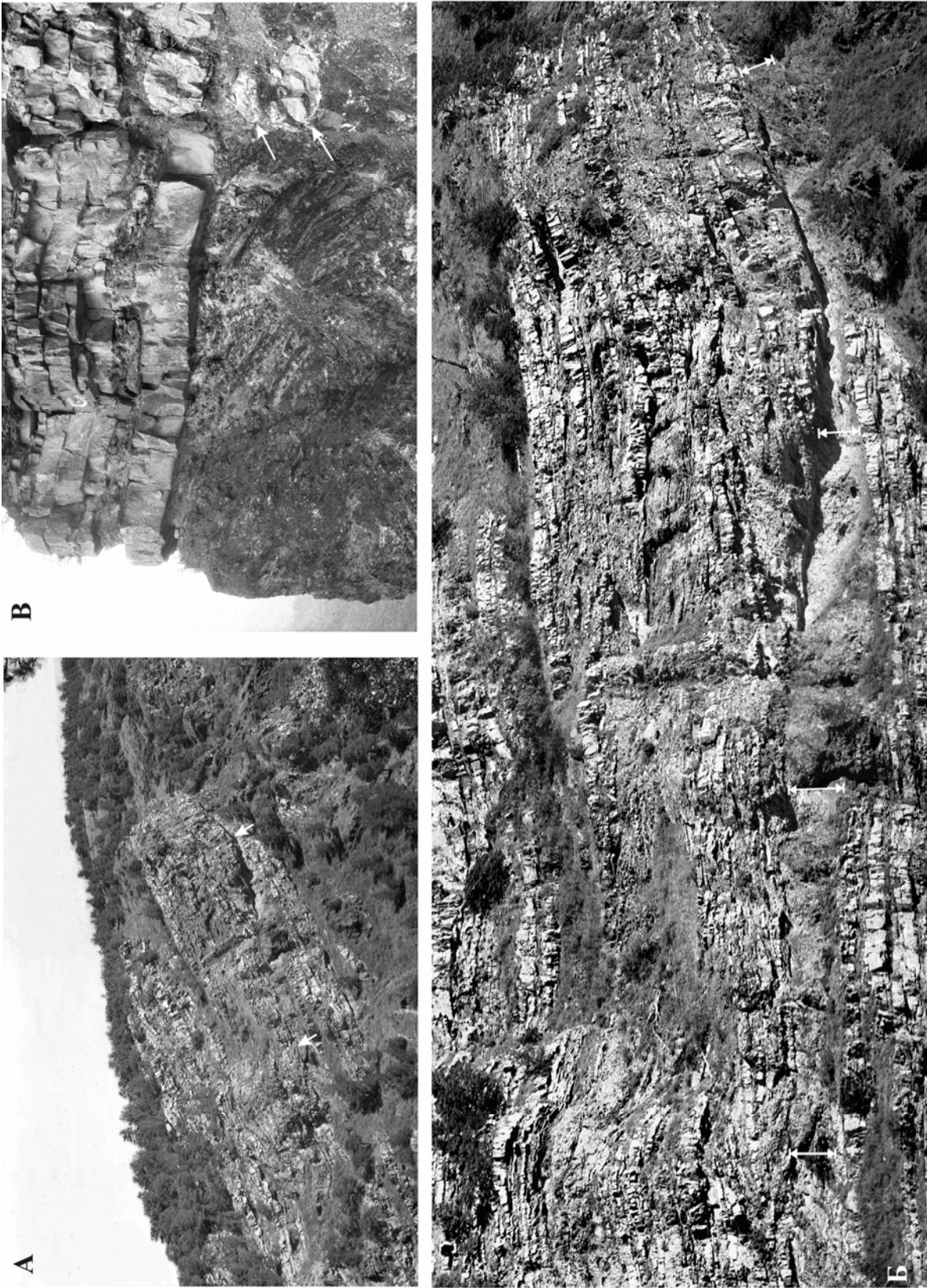
Сравнивая оползневые образования, возникшие, с одной стороны, в зонах крутых перегибов морского дна, а с другой – на относительно пологой наклоненной поверхности, видим, что они существенно различаются по морфологии, размеру, положению во вмещающих толщах, а также, видимо, по причинам, провоцировавшим развитие процесса.

Рассмотрим одно из проявлений оползневых процессов, происходивших в зоне подножия склона водоема.

В пределах Ингушетии в тоарских, сравнительно монотонных глинисто-алевролитовых отложениях залегает толща, известная под названием *пуйских песчаников*, впервые описанная В.П. Ренгартеном [Ренгартен, 1931] в районе с. Пуй (рис. 4.25). По простиранию этот горизонт прослеживается более чем на 10 км, и его строение можно наблюдать по крайней мере в двух местах – в долине р. Асса и на правом берегу р. Армхи (правый приток р. Терек). По р. Асса горизонт представлен толщей чередования пачек песчаников с прослоями алевролитов и пачек глинистых алевролитов с прослоями песчаников (см. рис. 4.25). В песчаниках нередко отмечаются линзы и прослои гравелитов, кварцевая и аргиллитовая галька. Мощность толщи здесь достигает 120 м. Изучение строения толщи [Гаврилов, 1992] показывает, что ее первоначальная седиментаци-

онная структура заметно нарушена: пласты песчаников часто обрываются, срезаются, глинисто-алевролитовые пачки местами резко выклиниваются. В целом строение толщи в этом разрезе достаточно сложное и выделить литологические пачки, которые можно было бы проследить по простиранию, трудно. Важно отметить, что здесь имеются слои, которые состоят из перемешанной массы осадочного материала. Наиболее четко выделяется внутри толщи слой мощностью 2–3 м (см. рис. 4.25, А, Б, слой отмечен стрелками), представляющий собой своеобразную брекчиевидную породу, в которой заключены обломки аргиллитов, диагенетических конкреций, в меньшем количестве – обломки песчаников. В одних местах этот слой залегает согласно с напластованием пород, в других – полого сечет пласты песчаников; прослеживается он в пределах обнажения на многие десятки метров. Менее мощные и четко выраженные, но в общем схожие по строению слои встречаются и на других уровнях в этой толще. Строение и характер залегания этих слоев свидетельствуют о том, что они представляют собой горизонты срыва и перемещения разных частей толщи друг относительно друга. Слои с брекчиевидной структурой в значительной степени похожи на горизонты, подстилающие крупные песчаные пластины, вдоль которых происходило гравитационное перемещение по склону крупного конуса выноса древней реки в пределах Дагестана. В целом облик толщи указывает на то, что ее первоначальное седиментационное строение было нарушено и залегание слоев несколько изменено.

Горизонты срыва наблюдаются и в другом разрезе толщи – на правом берегу р. Армхи, отстоящем от первого на 12 км. Мощность «пуйских песчаников» здесь уменьшается (45–50 м). Нижний горизонт срыва залегает в основании толщи повсеместно, несколько меняясь в мощности по простиранию (1–2,5 м). Сложен он преимущественно песчаной массой, в которой заключены многочисленные обломки аргиллитов, конкреций, песчаных пластов и фрагментов подстилающих флишоидных отложений (от нескольких дециметров до 1,5 м); включения как остроугольные, так и со следами пластических деформаций. В этом горизонте отмечен будинированный пласт песчаника. Цементирующей массой является песчаный материал; на то, что ранее он пребывал в разжиженном состоянии, указывает внедрение его в различные трещинки как в перекрывающих песчаниках, так и в крупных обломках пород.



**Рис. 4.25.** Структура толщи пуйских песчаников в разрезах по р. Асса (А, Б) и р. Армхи (В)

А – общий вид толщи; Б – невыдержанность по простиранию, разорванность пластов песчаников, стрелками отмечен горизонт срыва; В – горизонт срыва (видимая мощность на фото около 2 м); глинистые алевролиты с чешуйчатой структурой и с включениями фрагментов песчаников (отмечены стрелками)

Другой горизонт срыва, мощностью несколько метров (см. рис. 4.25, В), в котором первичный осадочный материал существенно переработан, находится внутри толщи и сложен песчано-глинистыми алевролитами, в которых заключены редкие овальные песчаные тела (несколько дециметров). Образовался этот горизонт по флишоидной пачке переслаивания песчаников и глин, деформированные остатки которой наблюдаются в основании горизонта. Причем в момент срыва отложения были относительно слабо литифицированы, так как помимо пластических деформаций пород флишоидной пачки хорошо видны следы разжижения песчаного материала и заполнения им трещинок.

Таким образом, важно подчеркнуть, что в разрезах «пуйских песчаников», отстоящих друг от друга на значительное расстояние, обнаруживаются сходные черты строения, а именно приуроченность к толще ряда субгоризонтальных горизонтов срыва. Следует учитывать также, что песчанниковая толща с признаками накопления в условиях, характеризовавшихся активным гидродинамическим режимом (присутствие в ней гравелитов, гальки), залегает в разрезе глинисто-алевролитовых отложений, образовавшихся в более глубоководной обстановке, т.е. песчаники этого типа являются как бы инородным членом разреза. Учитывая эти обстоятельства, представляется возможным считать, что наблюдается аллохтонное в целом залегание песчанниковой толщи.

При реконструкции условий, такого масштабного перемещения осадочных масс, следует учитывать характер отложений, в которых залегает песчанниковая толща. В разрезе р. Армхи, в тех местах, где слои залегают спокойно, можно видеть, что песчаники подстилаются пачкой (около 45 м) флишоидного переслаивания песчанниковых и аргиллитовых пластов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Толща песчаников перекрывается также пачкой флишоидного переслаивания, в которой снизу вверх мощность песчаных прослоев постепенно уменьшается и, наконец, они вовсе исчезают из разреза. Здесь на подошве песчаных пластов хорошо прослеживаются бороздки размыва подстилающих глин временными потоками. Замеры ориентировки подошвенных знаков показывают направление движения потоков в юго-юго-западном направлении (190–200°). Если в разрезе по р. Армхи свидетельства активного гидродинамического режима ограничиваются подошвенными знаками, то по р. Асса, где мощность песчаникового горизонта максимальна, над ним во флишоидной толще с преобладанием песчаного материала прослеживаются

песчаные линзы (мощностью до 2 м) заполнения эрозионных каналов, выработанных в накопившихся ранее отложениях достаточно активными потоками. Направление их движения также южное или юго-западное. Неоднократно отмечалось срезание с некоторым угловым несогласием одной пачки переслаивания другой, т.е. мы видим, что толща «пуйских песчаников» ассоциирует с флишоидными отложениями, накопившимися в основном в результате привноса осадочного материала временными потоками, двигавшимися в направлении, примерно перпендикулярном к простиранию склона палеоводоёма.

В общих чертах схема образования всей этой толщи нам представляется следующим образом. В позднеюрское время в зоне склона (к северу от современного залегания песчанниковой толщи) существовала относительно небольшая каньонно-веерная система, по которой происходил сброс терригенного материала из зоны шельфа в более глубоководные части бассейна. При этом вблизи от устья каньона (в верхней части этого конуса выноса) накапливались преимущественно песчаные отложения, в более удаленных его частях в результате выноса осадочного материала временными потоками формировалась флишоидная толща. Песчаные отложения накапливались на поверхности дна водоёма, имевшего, видимо, заметный уклон к югу. На определенном этапе под действием возросшей нагрузки накопившейся осадочной массы, а также, возможно, спровоцированный землетрясением произошел срыв песчанниковой толщи (всей или ее части), которая переместилась вниз по склону в область, где ранее шло образование более удаленных (дистальных) фаций системы конуса выноса. В результате в разрезе возникло тесное соседство отложений, для которых были характерны несколько различные условия осадкообразования. В настоящее время выходы песчанниковой толщи соседствуют с разломом, протягивающимся на десятки километров в общекавказском направлении. Возможно, с ним были связаны конседиментационные структуры, неровности в рельефе дна водоёма, которые могли повлиять на характер перемещения песчаной пластины. При движении нижние горизонты испытывали торможение, а при довольно значительной мощности толщи это неизбежно должно было привести к нарушению ее внутренней структуры – появлению внутренних субгоризонтальных срывов, срезанию слоев и другим деформациям. Поскольку мощность толщи к моменту срыва достигала многих десятков метров, отложения были уже частично литифицированы, в связи с чем по-



верхности, по которым происходило перемещение разных частей пластины относительно друг друга, иногда представляют собой горизонты брекчированных пород. Однако одновременно местами происходило частичное разжижение слаболитифицированных разностей: такая пульпообразная песчаная масса облегчала развитие плоскостных сдвиговых процессов. По неровностям, возникшим на подошве перемещающихся пластов, видно, что движение происходило в южном направлении.

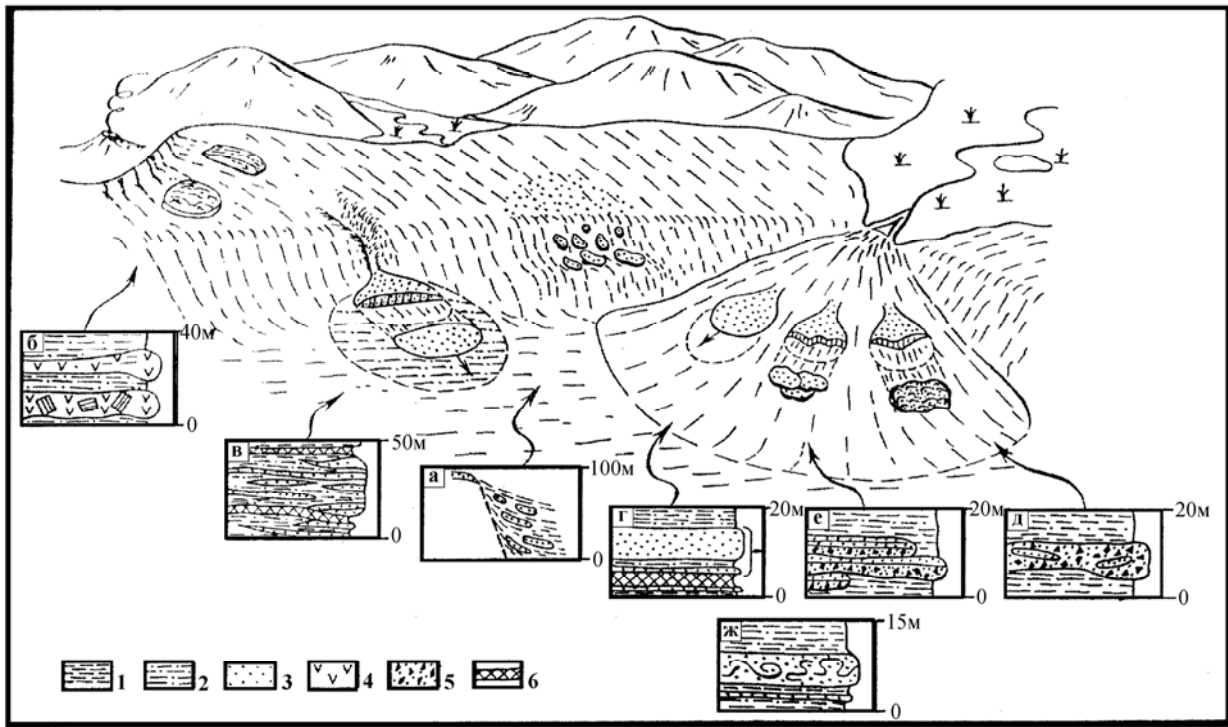
Появление над песчаниковой толщей флишеидных пачек, иногда срезающих друг друга, а также подводных эрозионных каналов, заполненных песчаным материалом, свидетельствует о формировании этих отложений в условиях высокой гидродинамической активности. Возникновение таких образований на этапе, следующем за оползанием крупных осадочных масс, не случайно. Как было ранее показано [Гаврилов, 1990], в результате оползания осадочных накоплений в рельефе дна может возникнуть удлиненная депрессия, которая как бы продолжает каньонную систему в более глубокие части водоема и по которой происходит движение высокоэнергетических потоков, несущих осадочный материал. При этом образуются отложения такого облика, которые в нормальных условиях присущи более высоким частям склона конуса выноса. Очевидно, аналогичная картина характерна и для рассматриваемого случая.

На рис. 4.26 показано положение основных из описанных выше оползневых образований в области северного склона лейасового водоема Большого Кавказа.

Рассмотренными примерами не ограничивается разнообразие проявлений гравитационных процессов этого типа. Относительно мелкие оползневые складочки, деформации отложений встречаются довольно часто. В разрезах литологически монотонных глинисто-алевролитовых толщ подножия северного склона кавказского юрского водоема некоторые косвенные признаки указывают на существование весьма крупных тел, имеющих оползневое происхождение. Однако их выделение и оконтуривание существенно затруднены из-за развитых здесь интенсивных тектонических дислокаций. Вместе с тем следует отметить, что в пределах Центрального Кавказа крупные оползневые образования встречаются на разных и зачастую относительно небольших по объему стратиграфических интервалах, в то время как ниже и выше этого интервала они могут отсутствовать, т.е. их распространение носит спорадический характер (за исключением гравититов, приуроченных к зонам древних геоморфологических ступеней). Напро-

тив, в области развития дагестанского тоарского конуса выноса гравититы являются неотъемлемой частью разреза. Размеры и морфология их зависят от характера перемещения осадочных масс. Как ранее было показано [Гаврилов, 1990], неустойчивое положение на склоне крупных песчаных пластин (лопастей конуса выноса) приводило к их медленному перемещению вниз по склону, т.е. имело место явление, которое можно рассматривать как крипп [Watkins, Kraft, 1978]. При этом структура самой пластины практически не нарушалась, но под ней возникал своеобразный по строению слой, по которому происходили срыв и перемещение пластины: структура слоя обычно полностью теряла свой первоначальный облик, происходили перемешивание, перетирание, гомогенизация отложений (горизонты гомогенизации). Иногда разрушались фронтальные части песчаных пластин, обломки отрывались и гораздо быстрее двигались вниз по склону. Результатом этого могло быть появление осадочных тел двух типов. При почти полном разрушении первоначальной структуры песчаных отложений (сопровождающимся их разжижением) возникали горизонты, в которых в песчаной цементирующей массе были заключены фрагменты отдельных пластов песчаников и многочисленные обломки аргиллитов. Если же оторванные блоки частично сохраняли свою первоначальную структуру, то образовывались пластины с деструктурированной нижней частью и относительно хорошо сохранившейся верхней. При неоднократных отрывах песчаных блоков от песчаной лопасти могли возникнуть толщи, сложенные несколькими пластинами такого рода. Наконец, иногда оползание песчаных накоплений происходило с пластическими деформациями, в результате чего возникали горизонты с хаотически смятыми в различного вида складки песчаными пластинами.

В целом в области распространения отложений конуса выноса (преимущественно в его средней части) условия осадконакопления (высокие темпы, наклонная поверхность, контрастные по гранулометрии типы отложений) были таковы, что создавались предпосылки к частому и закономерному проявлению гравитационных процессов, носящих характер саморазвивающихся. Представляется весьма вероятным, что этому в определенной мере способствовал геохимический фактор. Действительно, в области конуса выноса накапливались значительные количества органического вещества (ОВ), как аллотигенного (принесенного рекой с суши), так и морского происхождения. Разложение этого ОВ в диагенезе сопровождалось генерацией значительного количества углекислоты, метана, что



**Рис. 4.26.** Схема расположения различных оползневых образований в зоне северного склона бассейна Большого Кавказа

а – оползневые тела, приуроченные к крупным перегибам в рельефе дна; б – олистолит и олистостромовый горизонт в основании разреза верхнеплинских отложений Северной Осетии; в – песчаниковая толща, накапливавшаяся у подножия склона и в дальнейшем перемещенная в область более удаленных от склона осадков; г – положение в разрезе горизонтов срыва (горизонты гомогенизации, вдоль которых происходило перемещение песчаных лопастей конуса выноса; д – олистостромовый горизонт, образовавшийся при полной потере первичной структуры песчаных отложений; е – пласты с нарушенной осадочной структурой в нижней их части; ж – горизонты песчаников с пластическими деформациями. 1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – породы вулканогенно-осадочной толщи; 5 – обломки аргиллитов и других пород, заключенные в цементирующую песчаную массу; 6 – горизонты срыва (гомогенизации)

повышало газонасыщенность грунтов и уменьшало их устойчивость на склоне. Свидетельством того, что диагенетические процессы протекали здесь весьма активно, служит достаточно высокая конкреционность отложений.

В целом развитие гравитационных процессов в кавказском бассейне седиментации обуславливалось различными причинами, среди которых, как и в современных водоемах [Лисицын, 1988], можно выделить седиментационные, геохимические, гидродинамические (в рассмотренном нами случае – воздействие волновой эрозии), тектонические (прежде всего сейсмические), а также эвстатические. Различное сочетание этих факторов определяло специфику и разнообразие гравитационных процессов в юрском водоеме Большого Кавказа.

Таким образом, изучение гравититов – широкого спектра оползневых образований – показало следующее:

– Явление гравитационного перемещения осадочных масс на северном склоне ранне- и среднеюрского водоема Большого Кавказа было

широко распространено; его следует рассматривать как неотъемлемую часть осадочного процесса в условиях склоновой седиментации.

– Наиболее многочисленные свидетельства гравитационных процессов выявления в пределах развития дагестанского дельтового комплекса. Здесь установлено явление гравитационного перемещения по склону крупных осадочных пластин, являвшихся верхней частью проградационных авандельтовых лопастей; впервые расшифрован и детально описан характер структурно-текстурных особенностей горизонтов, по которым происходило перемещение пластин (горизонты гомогенизации отложений); впервые в древних отложениях описано связанное с этими процессами явление образования «литификационного кливажа». Процесс гравитационного перемещения пластин в основном являлся результатом саморазвития крупного осадочного комплекса, каковой была авандельтовая система; вместе с тем в некоторых случаях провоцирующее действие оказывали сейсми-

ческие удары. Гравитационное разрушение фронтальных частей некоторых песчаных лопастей приводило к образованию олистостромовых комплексов; возникавшие при этом эрозионные депрессии (цирки отрыва) существенно влияли на работу подводных стоковых систем и тем самым на режим поставки осадочного материала и седиментацию на значительных территориях.

– Установлено, что вне дельтовой системы – в пределах центрального и других районах Северного Кавказа – оползневые и олистостромовые образования в палеоводоёме в основном были приурочены к геоморфологически выраженным ступеням, связанным с древними конседиментационными разломами. В гравитационное перемещение иногда вовлекались очень крупные осадочные тела, достигавшие размеров в десятки километров («пуйские песчаники»).

## ГЛАВА 5. ДИНАМИКА НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Одним из важнейших параметров, характеризующих развитие бассейнов седиментации, является скорость накопления осадочных толщ. Находясь в зависимости от различных факторов, она меняется в очень широких пределах, о чем свидетельствуют данные по современным водоемам [Лисицын, 1974 и др.]. Рассмотрение в этом аспекте древних бассейнов седиментации дает интересные результаты для оценки как их строения на площади, так и развития во времени. На основе анализа темпов осадконакопления была выполнена реконструкция динамики развития осадочного процесса в ранне- и среднеюрском водоеме на территории Центрального и Северо-Восточного Кавказа.

Одним из главных требований к такого рода анализу является высокая степень изученности отложений, их дробное стратиграфическое расчленение и сопоставление на широких площадях. Современная зональная стратиграфическая схема нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа в целом является вполне удовлетворительной для подобных реконструкций. Сопоставление различных свит на рассматриваемой территории достаточно надежно обосновано фауной аммонитов.

Оценка скоростей накопления осадочных толщ проводилась нами для каждой из выделенных свит, причем условно допускалось, что во время образования той или иной свиты скорость накопления отложений в целом была постоянной.

Для выполнения требующихся оценок необходимо знать длительность геохронологических подразделений. К сожалению, в настоящее время отсутствует надежное реперное датирование возрастных границ этих подразделений для юры. Соответственно среди исследователей нет единой точки зрения на продолжительность веков [Харленд и др., 1985; Хеллем, 1978; Kent, Gradstein, 1985]. В своей работе мы вслед за Э. Хэллемом [1978] взяли за основу датирования гипотезу о приблизительно равной продолжительности аммонитовых зон. Исходя из данных о длительности юрского периода и количестве выделяемых в нем зон, продолжительность каждой аммонитовой зоны оценивается примерно в 1 млн лет. Для численного выражения темпов накопления древних осадочных толщ производился расчет отношения мощности свиты к временному интервалу, за который произошло ее образование. В качестве единицы измерения принят сантиметр в тысячу лет.

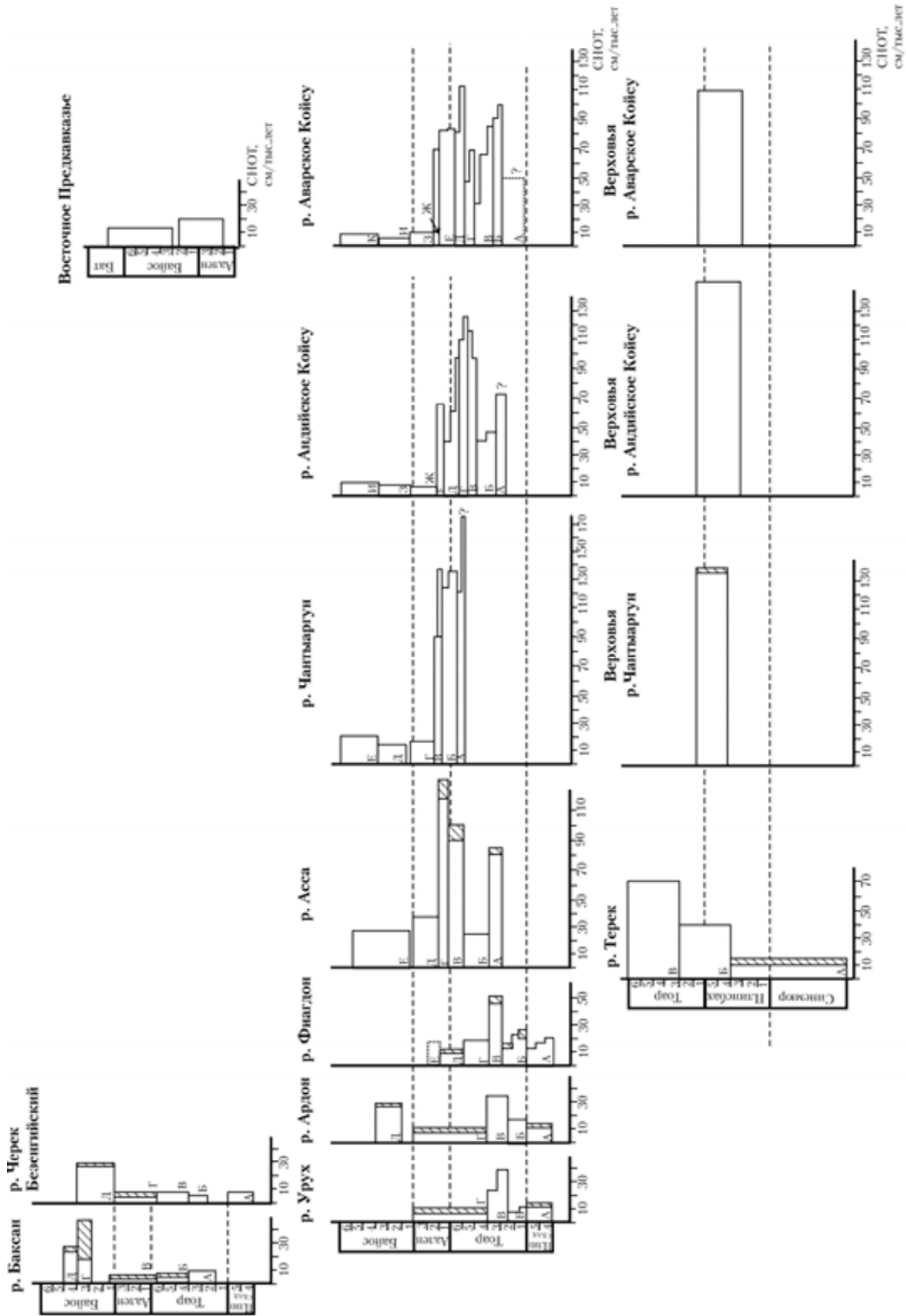
Скорость накопления осадочной толщи (СНОТ), конечно, не эквивалентна скорости седиментации осадков. Во-первых, величина СНОТ от-

личается от скорости седиментации тем, что она является отражением характера осадконакопления за длительный (сотни тысяч лет) период, во время которого могли происходить существенные изменения режима седиментации, вплоть до размыва некоторой части уже накопившихся осадков. Как было показано при рассмотрении условий формирования авандельтового комплекса, разница между скоростью осадконакопления и СНОТ по этой причине может быть весьма значительной. Во-вторых, древние отложения подверглись уплотнению – в особенности чистые глинистые разности. Установление степени уплотнения пород – крайне сложная задача, так как уплотнение зависит от многих факторов [Rieke, Chilingarian, 1974]. Вместе с тем, величины СНОТ и скоростей седиментации в палеобассейнах в основном связаны пропорциональной зависимостью. Поэтому в ряде случаев мы нашли возможным использовать эти понятия как синонимы.

Разнообразие строения, состава, полнота разрезов и другие особенности осадочных толщ, развитых на территории Большого Кавказа, определяются приуроченностью их к различным структурно-фациальным зонам (СФЗ). В связи с этим реконструкция динамики накопления отложений проводилась нами для разных зон.

Важно отметить, что в работе при проведении реконструкции динамики осадконакопления был принят ряд допущений. В дальнейшем, по мере накопления новых данных (в частности, по реперному датированию юры) полученные результаты, возможно, несколько изменятся. Однако эти изменения могут коснуться деталей, но не выводов в целом.

Рассмотрим построение диаграмм СНОТ. На рис. 5.1 представлены величины скоростей накопления отложений для разрезов, расположенных в разных СФЗ. Расчеты СНОТ проводились для каждой выделенной в том или ином районе свиты. Величины СНОТ для каждой свиты последовательно снизу вверх обозначены буквами *A*, *B*, *B* и т.д. В тех случаях, когда имелись данные по изменению мощности какой-либо свиты с севера на юг в пределах одной СФЗ, на диаграммах под одним индексом показывались соответствующие величины СНОТ и изображение приобретало ступенчатый облик (например, диаграмма для р. Аварское Койсу). Для свит с не установленным достаточно определенно временным интервалом их образования или с границами, имеющими не стратиграфический, а тектонический контакт с соседними свитами, величина СНОТ рассчитывалась условно, на рис. 5.1 обозначалась знаком «?». Для расчета диаграмм данные



**Рис. 5.1.** Диаграмма скоростей накопления осадочных толщ. Цифрами показано зональное деление ярусов. Плинтбах: 1 – *Uptonia jamesoni*, 2 – *Tragophylloceras ibex*, 3 – *Proctactylloceras davoei*, 4 – *Amaltheus margaritatus*, 5 – *Pleuroceras spiratum*; тоар: 1 – *Dactylloceras tenuicostatum*, 2 – *Nauprocera fasciferum*, 3 – *Hilodocera bifrons*, 4 – *Naugia variabilis*, 5 – *Grammosceras thouarsense*, 6 – *Dumorteria levesquei*; аален: 1 – *Leioceras orpalinum*, 2 – *Ludvigia murchisonae*, 3 – *Graphoceras concavum*; байос: 1 – «*Somnina*» *sowerbyi*, 2 – *Otoites sauzei*, 3 – *Sterphanoceras humphriesianum*, 4 – *Stenoceras subbursatum*, 5 – *Gauntiana garantiana*, 6 – *Parkinsonia parkinsoni*. Косая штриховка – интервал возможных вариаций значений СНОТ

по мощности разрезов и их стратиграфическому расчленению взяты из работ [Безносков, 1967; Безносков и др., 1960; Безносков, Шелховской, 1968; Гущин, 1986; Гущин, Панов, 1983; Казакова, 1958; Казакова и др., 1986; Панов, 1976; Потапенко, Безносков, 1968 и др.], а также основаны на личных наблюдениях автора и данных А.И. Гущина, Д.И. Панова, А.Н. Стафеева.

### Скорости накопления осадочных толщ в различных СФЗ

Западная и восточная части рассматриваемой области, как было показано выше, характеризовались различными условиями осадконакопления, поэтому рассмотрим их по отдельности. В районе Центрального Кавказа начало юрского этапа седиментации в пределах Псеашхинской СФЗ, наиболее близко расположенной к осевой части прогиба, ознаменовалось накоплением толщи грубых отложений (гравелиты, крупно- и среднезернистые песчаники, глинисто-алевритовые сланцы) кистинской свиты мощностью около 1000 м. Недостаточная определенность датировки нижней границы толщи затрудняет установить точный временной интервал ее накопления. Считая, что образование толщи происходило на протяжении всего синемюра и раннего плинсбаха, темпы ее накопления можно оценить в 10–12 см/тыс. лет (см. рис. 5.1, р. Терек). В то же время севернее (в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ) происходило образование вулканогенно-осадочной толщи (садонская свита), скорости накопления которой можно оценить как не более чем 10 см/тыс. лет. В районах, расположенных восточнее бассейна Терека, отложения, синхронные кистинской свите на Северном Кавказе, не вскрываются.

С наступлением позднеплинсбахского этапа осадконакопления море заметно продвинулось на север. В результате изменившихся условий седиментации, которые последовали вслед за углублением водоема, в пределах Псеашхинской СФЗ грубые породы кистинской свиты сменились гораздо более тонкими глинисто-алевритовыми отложениями. Скорости накопления отложений также заметно возросли: как видно из рис. 5.1, р. Терек, «Б», они оцениваются в 40–42 см/тыс. лет.

Севернее, в пределах северной части Дигоро-Осетинской СФЗ, которая в это время представляла собой область шельфа – сравнительно пологую поверхность, несколько наклоненную к югу, накапливались сравнительно мелководные глинистые алевриты и песчаники мизурской свиты. Ско-

рости накопления толщи, составляющие 12–22 см/тыс. лет (см. рис. 5.1, А; рр. Урух, Ардон, Фиагдон), здесь были существенно меньше по сравнению с одновременными отложениями циклаурской свиты. В Восточно-Балкарской СФЗ, являвшейся в это время наиболее северной областью седиментации, скорость накопления отложений составляла всего 5–7 см/тыс. лет (см. рис. 5.1, Черек Безенгийский, А) т.е. примерно в 8 раз меньше, чем в Псеашхинской СФЗ.

Таким образом, сравнение диаграмм СНОТ для позднеплинсбахского этапа показывает отчетливую тенденцию возрастания скоростей осадконакопления от мелководных прибрежных районов к более глубоководным, располагавшимся ближе к осевой части водоема. Причем, учитывая, что по составу породы циклаурской свиты в отличие от мизурских гораздо более глинистые и соответственно в большей степени подверглись постседиментационному уплотнению, различия в скоростях седиментации были еще больше.

В раннем тоаре (аммонитовые зоны *tenuicostatum* и *falciferum*) в Псеашхинской СФЗ продолжалось формирование циклаурской свиты (40–42 см/тыс. лет), причем наиболее глинистой ее части. В этот период с территории Восточно-Балкарской СФЗ море временно отступило (здесь нет отложений этого возраста). В Дигоро-Осетинской СФЗ осадконакопление продолжалось – образовывались преимущественно глинистые отложения. Вместе с тем отметим, что текстурно-структурные признаки пород указывают на существование здесь весьма нестабильных условий седиментации в неглубоком водоеме. Как видно из рис. 5.1, р. Урух – р. Ардон, «Б», величина СНОТ в разных разрезах варьировала от 6 до 32 см/тыс. лет, увеличиваясь в восточном направлении. Однако это увеличение, видимо, связано с тем, что более восточные разрезы в этой СФЗ располагались на большем удалении от берега, где скорости были выше. В конце раннего и на протяжении позднего тоара в Псеашхинской СФЗ происходило образование преимущественно глинисто-алевритовой толщи ларской свиты. Причем по сравнению с предыдущим этапом величина СНОТ возросла почти на 30 см/тыс. лет, достигнув 70 см/тыс. лет (см. рис. 5.1, р. Терек, «В»). Очевидно, что во время накопления толщи величина СНОТ менялась, но недостаточная фаунистическая охарактеризованность отложений не позволяет выделить более мелкие стратиграфические подразделения.

Во всех СФЗ, расположенных севернее Псеашхинской, конец раннего тоара (аммонитовая

зона *Hildoceras bifrons*) заметно отличается от других этапов седиментации. В это время произошла трансгрессия моря на север (по данным В.П. Казаковой [Казакова, 1987], начало трансгрессии приходится на зону *Harpoceras falsiferum*), при этом возобновилось осадконакопление в Восточно-Балкарской СФЗ, началось накопление морских отложений в пределах Лабино-Малкинской СФЗ – море покрыло южную часть Скифской плиты и образовалась геоморфологически отчетливо выраженная область широкого шельфа.

Анализ диаграмм СНОТ показывает, что везде этому времени соответствуют относительно повышенные скорости осадконакопления, хотя и существенно различные в разных СФЗ. Если в Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской СФЗ величины СНОТ равны соответственно 7 и 5 см/тыс. лет (см. рис. 5.1, р. Баксан, «А», р. Черек Безенгийский, «Б»), то в Дигоро-Осетинской зоне они возрастают до 40–55 см/тыс. лет (см. рис. 5.1, р. Урух (Фаснал) – Фиадон, «В»), в Кестантинской впадине (Тырныуз-Пшекишская шовная зона) – до 50 см/тыс. лет.

В позднеюрское и ааленское время повсеместно (как в пределах шельфа, так и на склоне бассейна) отмечается замедление скоростей накопления отложений по сравнению с предыдущим этапом. В пределах Дигоро-Осетинской СФЗ величины СНОТ для разных разрезов и для разных интервалов времени варьируют от 8 до 21 см/тыс. лет (см. рис. 5.1, р. Урух – р. Ардон, «Г»; р. Фиадон, «Г–Е»), в Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской зонах они составляют 2–6 см/тыс. лет (см. рис. 5.1, р. Баксан, «В», р. Черек Безенгийский, «Г»), в Кестантинской впадине – 12–20 см/тыс. лет.

Следующий – байосский этап развития юрского водоема знаменуется заметным повышением величин СНОТ, достигающих на территории бывшей Дигоро-Осетинской СФЗ 32 см/тыс. лет, в Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской СФЗ – 30–58 см/тыс. лет. Связано это с тектонической перестройкой области Большого Кавказа и существенным изменением морфологии бассейна, что обусловило смещение на площади водоема областей максимальных скоростей осадконакопления, т.е. депоцентров бассейнов.

Для восточной части рассматриваемого района юрского водоема диаграммы СНОТ отличаются от западной рядом особенностей. Прежде всего обращает на себя внимание общее увеличение величины СНОТ для лейаса – аалена. Так, для Метлюта-Ахтычайской СФЗ значения СНОТ возрастают по сравнению с одновозрастными образованиями Псеашхинской СФЗ с 40 до

160 см/тыс. лет (см. рис. 5.1, верховья р. Чантыаргун – верховья р. Аварское Койсу). Для разрезов Агвали-Хивской СФЗ конфигурация диаграмм СНОТ такова, что на них при общем высоком фоне скоростей осадконакопления можно выделить два относительных максимума (см. рис. 5.1, р. Асса, «А»; р. Андийское Койсу, «А»; р. Аварское Койсу, «Б»). Нижний, достигающий 110 см/тыс. лет, соответствует концу раннего тоара (аммонитовая зона *H. bifrons*) и сопоставляется со сходным максимумом в западной части профиля. Таким образом, он имеет по крайней мере региональный характер. Другой экстремум СНОТ (до 120–140 см/тыс. лет) наблюдается в верхнем тоаре и соответствует нижней части аммонитовой зоны *Dumorteria pseudoradiosa* (ассабская свита [Гущин, Панов, 1983]); он отчетливо выделяется в разрезах Западного Дагестана и Чечни.

Обращает на себя внимание существенное уменьшение (6–15 см/тыс. лет) СНОТ в позднем аалене – начале раннего байоса (см. рис. 5.1, р. Чантыаргун, «Г»; Андийское Койсу, «Ж»; р. Аварское Койсу, «З»), и только в разрезе р. Асса для этого этапа были характерны высокие (40 см/тыс. лет) значения СНОТ (см. рис. 5.1, р. Асса, «Д»).

В пределах широкой Агвали-Хивской СФЗ (область развития древней дельты) в некоторых случаях можно наблюдать разрезы одновозрастных отложений, располагающихся вкрест простирающейся зоны, т.е. на разных расстояниях от береговой линии палеоводоема. Отмечено, что разрезы тех или иных свит, находящиеся на большем удалении от береговой линии (более южные), неизменно оказываются более мощными, чем их северные аналоги. Это обстоятельство, непосредственно связанное с увеличением скоростей осадконакопления в южной части зоны, находит свое отражение на диаграммах СНОТ: как видно из рис. 5.1, р. Аварское Койсу, разница между ними может достигать 20–60 см/тыс. лет.

В аалене в результате трансгрессии море продвинулось далеко на север на территорию Восточного Предкавказья, образовав восточную часть шельфа водоема. Для области шельфа осадконакопление здесь осуществлялось достаточно высокими темпами: величина СНОТ для позднего аалена – начала раннего байоса местами достигает 20 см/тыс. лет, что выше по сравнению с западным шельфом (Лабино-Малкинская СФЗ).

Для восточной части района в байосе были характерны невысокие скорости осадконакопления по сравнению с лейасом. Причем обнаруживается интересная особенность, присущая этому

этапу седиментации: величины СНОТ возрастают с востока (6–12 см/тыс. лет, см. рис. 5.1, р. Андийское Койсу, «И»; р. Аварское Койсу, «К») на запад (13–27 см/тыс. лет, см. рис. 5.1, р. Асса, «Е»; р. Ардон, «Д»), но тем не менее остаются меньше, чем в Дигоро-Осетинской СФЗ. Таким образом, в байосе наблюдается противоположная (по сравнению с лейасом) картина распределения величин СНОТ.

В пределах Восточного Предкавказья темпы накопления отложений были также невелики – значения СНОТ не превышают 5–12 см/тыс. лет, и гораздо меньше, чем в Лабино-Малкинской СФЗ (30–50 см/тыс. лет).

### Факторы, контролировавшие скорости накопления отложений

Анализ имеющихся данных свидетельствует о том, что темпы осадконакопления в ранне- и среднеюрском бассейне Большого Кавказа и его северного обрамления были весьма высокими. Как показано выше, величины СНОТ в зоне шельфа колеблются в пределах от 4 до 20 см/тыс. лет, на склоне бассейна они увеличиваются и достигают 70–90 см/тыс. лет и даже более 120 см/тыс. лет, в зоне, соответствующей подножию склона, темпы накопления максимальные – 120–160 см/тыс. лет. Учитывая, что мы оперируем данными по уплотненным породам, реальные СНОТ были выше.

А.П. Лисицын [1983], проанализировав современные обстановки осадконакопления, пришел к выводу, что скорости седиментации, превышающие 10 см/тыс. лет, следует рассматривать как аномально высокие (лавинная седиментация). Согласно этому критерию в юрском водоеме темпы накопления отложений на континентальном склоне и у его подножия, а также местами и в области шельфа являлись аномально высокими, иногда превышая уровень «лавинной» седиментации более чем в 10 раз.

Как видно из рис. 5.1 величины СНОТ были максимальными в пределах Дагестанского дельтового комплекса. Рассмотрим поэтому несколько подробнее вопрос о темпах осадконакопления и образования осадочных толщ, характерных для этой части Кавказского региона.

Неравномерность, импульсность прогибания и существенное изменение обстановок осадкообразования на начальных и завершающих этапах формирования циклов 1-го порядка, выделяемых в юрской авандельтовой толще, позволяют предполагать, что темпы накопления отложений заметно менялись. Причем анализ динамики образования

крупных осадочных циклов свидетельствует о существовании значительных различий между скоростью осадконакопления на протяжении непродолжительного отрезка времени (короткопериодного) и скоростью накопления мощных осадочных толщ. Рассмотрим этот вопрос на примере тлянубской свиты одного из наиболее отчетливо выраженных циклов 1-го порядка.

Как отмечалось выше, а также ранее в работе [Гаврилов, 1994в], основными отложениями нижней части свиты являются тонкоритмично переслаивающиеся алевритовые и глинистые слойки, где алевритовые слойки, имеющие более или менее резкую подошву, вверх обычно постепенно сменяются глинистыми; вместе они образуют единый мелкий ритм, который сверху по резкой границе перекрывается следующим ритмом. Наиболее вероятной причиной образования ритмов такого типа являются сезонные (годовые) изменения в поставке рекой в водоем взвеси различного гранулометрического состава. В пользу этого говорит также то, что за пределами области активного влияния на осадконакопление дагестанской палеореки ритмичность подобного рода отсутствует или встречается эпизодически. Мощность алевритово-глинистых ритмов обычно колеблется от 1 до 6 см, но преобладают ритмы мощностью в 3–5 см. Учитывая постседиментационное уплотнение осадков, среднюю скорость накопления отложений этого типа можно оценить в 5 см/год, или 50 м/тыс. лет. Эти цифры являются вполне реальными, о чем свидетельствуют результаты соответствующих наблюдений на современных объектах. Так, по данным К. Уолкера с соавторами [Walker et al., 1983], в зонах дельт некоторых рек скорость осадконакопления может достигать 10–400 м/тыс. лет; для фэна Миссисипи получены скорости в 2–12 м/тыс. лет [Leg 96..., 1984]; огромные скорости накопления илистых осадков зафиксированы на шельфах экваториальной области [Лисицын, 1974, 1988], в частности в придельтовых зонах Восточно-Китайского моря [De Master et al., 1983] и в других современных обстановках [Gibbs, 1981; Knebel et al., 1981 и др.].

Выдвижение дельты в водоем на втором этапе формирования тлянубской свиты привело к интенсивному возрастанию поставки песчаного материала и соответственно к увеличению скоростей осадконакопления. Несмотря на отсутствие определенных критериев оценки скорости песчаного осадконакопления в юрское время по аналогии с современными обстановками авандельтовой седиментации можно предположить, что они были по крайней мере в несколько раз выше, чем при



накоплении глинисто-алевритовых осадков нижней части свиты. Однако даже при скорости осадконакопления в  $\sim 50$  м/тыс. лет и сохранении стабильных, равномерных темпов седиментации потребовалось бы всего несколько сотен лет, чтобы заполнился весь объем этой части водоема, образовавшийся при прогибании дна (мощность тлянубской свиты в стратотипическом разрезе 1200 м). В действительности тлянубская свита накапливалась не менее 1,5 млн лет. Учитывая мощность свиты и время ее образования, можно оценить скорость накопления отложений приблизительно в 80 см/тыс. лет, а с учетом уплотнения – 120–160 см/тыс. лет.

Таким образом, реальные короткопериодные скорости осадконакопления свиты, которые в действительности, очевидно, превышали 50 м/тыс. лет, более чем на порядок превосходят среднюю суммарную скорость накопления отложений свиты. Даже с учетом определенной приблизительности расчетов скорости осадконакопления значительно превышали скорость накопления осадочной толщи в целом [Гаврилов и др., 1989б].

Причины этого расхождения вполне понятны, если принять во внимание большое количество эрозионных поверхностей, следов размыва ранее отложившихся осадков, которые встречаются практически по всему разрезу лейасовой и ааленской толщ. Так, в нижней глинисто-алевритовой части тлянубской свиты прослеживается много уровней, к которым приурочены песчаные желобообразные тела с эрозионной подошвой, врезающиеся в подстилающие отложения. Образование этих уровней начиналось с усиления гидродинамической активности потоков на определенном участке конуса выноса, что сопровождалось размывом прежде накопленных осадков на глубину от первых дециметров до первых метров, выработкой желобов, борозд стока, ориентированных вниз по склону; в дальнейшем происходило, как правило, многоактное заполнение желобов песчано-алевритовым материалом. Соответственно, на этих участках подводного конуса выноса накопление фоновых глинисто-алевритовых осадков на некоторое время практически прекращалось; в дальнейшем оно возобновлялось и происходило более или менее равномерно до появления следующего эрозионного уровня. Учитывая, что в разрезе эрозионные уровни залегают на расстоянии от нескольких дециметров до нескольких метров (редко первые десятки метров), можно говорить о прерывистости процесса накопления толщи. Таким образом, сравнивая скорости накопления отложений в разных по объему интервалах (например, в несколько дециметров и в несколько

десятков метров), видим, что в первом случае они приближаются к реальным скоростям накопления осадков, в то время как во втором – отражают суммарную картину прерывистого процесса накопления толщи, включающую эпизоды размыва и приостановки фоновых осадконакопления.

На том этапе формирования свиты, когда происходило выдвигание дельты в водоем, сопровождавшееся привнесом большого количества песчаного материала, различия между скоростью накопления осадков и СНОТ возрастали. Действительно, скорость накопления песчаных осадков в подобной обстановке могла достигать дециметров и даже метров в год, что значительно превышает скорость образования глинисто-алевритовых осадков. Аналогичные скорости осадконакопления фиксируются в некоторых областях современной авандельтовой седиментации. Вместе с тем, усиление потоковой гидродинамической активности, связанной с речным подводным стоком, приводило к частому и глубокому размыву накопленных отложений: в песчаниковых горизонтах отмечаются многочисленные слои с обломками различных местных пород, почти все песчаные пласты налегают на предыдущие по эрозионной границе. По этим особенностям строения песчаниковых горизонтов можно судить о высоких годовых скоростях накопления осадков и значительно более низких темпах накопления толщи в целом. В общем намечается следующая тенденция: по мере накопления отложений циклов 1-го порядка скорость седиментации возрастала, а СНОТ снижалась.

Как нам представляется, аналогичная динамика образования отложений была характерна для всех циклов регрессивного облика, выделяемых в тоар-ааленской толще.

Оценка батиметрии водоема при накоплении осадков разного типа показывает, что в разрезах  $J_{1-2}$  конуса выноса (в пределах Агвали-Хивской СФЗ) отсутствуют глубоководные отложения. Верхние песчаниковые части крупных регрессивных циклов, согласно многочисленным структурно-текстурным характеристикам отложений, образовывались на небольших глубинах [Гаврилов, 1994; Фролов, 1965] – в разное время от нескольких десятков до первых метров. При накоплении нижних (глинистых) частей циклов в результате быстрого прогибания глубина водоема возрастала. Однако она не могла превышать мощности цикла, так как к концу его образования, как правило, опять устанавливались сравнительно мелководные условия. Исходя из мощности циклов, максимальная глубина водоема при накоплении глинистых толщ на некоторых этапах, оче-

видно, могла достигать нескольких сотен метров, но вследствие высоких скоростей осадконакопления быстро изменялась в сторону уменьшения.

Поскольку в конце образования циклов 1-го порядка происходило в значительной мере компенсационное заполнение объема водоема осадками (это справедливо для района, где проводились исследования), рассчитанные величины СНОТ для разных циклов можно рассматривать как усредненную величину скорости прогибания. Так, например, как уже отмечалось для района стратотипического разреза тлянубской свиты, величина СНОТ равна приблизительно 1 м/тыс. лет; учитывая, однако, что прогибание было наиболее интенсивным на начальных этапах формирования ритмов, его скорость в это время, видимо, достигала нескольких метров, а, возможно, даже нескольких десятков метров в тысячу лет.

Общий высокий фон темпов накопления толщ на территории Кавказского бассейна осложняется весьма неравномерным распределением значений СНОТ в разных его частях. Возникновение такой неравномерности обусловлено как общими закономерностями развития Большого Кавказа, так и местными причинами.

Одним из основных факторов, влиявших в той или иной степени на характер осадконакопления в бассейне Большого Кавказа, являлась развивавшаяся на протяжении ранней и средней юры трансгрессия моря, которая была тесно связана как с нисходящими движениями в зоне прогиба, так и с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана.

Следует отметить, что по мере трансгрессивного развития ранне- и среднеюрского бассейна с течением времени «геоморфологические функции» тех или иных участков морского ложа менялись, а это влекло за собой изменение состава и строения осадков и темпов их накопления. Так, в позднеплинсбахское время в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ накапливались глинисто-алевритовые и песчаные отложения, по своему фациальному облику характерные для шельфа. Причем то обстоятельство, что однотипный характер отложений прослеживается на несколько десятков километров вкост простирания зоны, свидетельствует о достаточно большой ширине палеошельфа. В дальнейшем южная часть этой территории интенсивно прогибалась и превратилась в склон бассейна с гораздо более высокими скоростями накопления осадков, чем прежде, а функции шельфа в это время начали выполнять северная часть Дигоро-Осетинской СФЗ и южная часть Скифской плиты. Соответственно в конкретных разрезах (см. рис. 5.1) наблюдаются су-

щественно различные величины СНОТ для разных временных интервалов.

На характер осадконакопления оказывало влияние неравномерное развитие трансгрессии: периоды интенсивного продвижения моря на сушу чередовались с эпохами относительной его стабилизации или даже отступления. Нестабильность положения береговой линии влияла на деятельность дельтовой системы Северо-Восточного Кавказа. Привнес палеорекой значительных масс осадочного материала обусловил существенное увеличение величин СНОТ, что явилось причиной явной асимметрии профиля (см. рис. 5.1). Поскольку асимметрия начинает проявляться по крайней мере с позднего плинсбаха (более древние отложения здесь не вскрываются), можно, видимо, это обстоятельство рассматривать как подтверждение существования дельты уже в это время.

Понижение уровня водоема в позднеюрское – раннеааленское время привело к тому, что в пределах Восточного Кавказа накопившиеся ранее отложения дельты начали активно размываться и переотлагаться на новом уровне, формируя в области развития морских отложений толщи дельтовых фаций. При этом можно было бы ожидать особенно высоких скоростей накопления именно дельтовых отложений по сравнению с остальной чисто морской частью толщи. Однако, как видно из рис. 5.1, р. Аварское Койсу, «Ж», значения СНОТ хотя и велики, но не превосходят, например, предыдущие, что связано с неоднократным размывом дельтовых отложений, вследствие высокой гидродинамической активности. Вместе с тем, толщи, подстилающие дельтовый комплекс и представляющие собой отложения подводного конуса выноса, аккумулировались в относительно более стабильной обстановке и характеризуются весьма высокими значениями СНОТ. Такая картина прослеживается вплоть до р. Ассы, т.е. до района, куда распространялось влияние дагестанской палеореки.

На Центральном Кавказе, где не существовало такого крупного поставщика осадочного материала, как на востоке, а соответственно не было крупных дельтовых накоплений, позднеюрская – раннеааленская регрессия не вызвала существенного перераспределения отложений. Напротив, обмеление моря и усиление гидродинамической активности не способствовали аккумуляции в зоне шельфа и склона водоема осадочного материала, который уносился в более глубоководные части бассейна, что и обусловило уменьшение в этих областях значений СНОТ.

Сменявшие регрессивные эпизоды трансгрессии (например, во второй половине раннего тоара и в позднем аалене) существенно влияли на осадконакопление в бассейне Большого Кавказа. Особенно значительные последствия имела ааленская трансгрессия. Как видно из рис. 5.1 (р. Аварское Койсу), скорости осадконакопления в это время резко уменьшились (в 7–10 раз по сравнению с предыдущим периодом). Что же вызвало столь значительное замедление темпов накопления осадочного материала?

В результате стремительной трансгрессии оказались затопленными обширные территории Восточного Предкавказья – береговая линия здесь продвинулась на север примерно на 300 км [Гаврилов и др. 1989б]. Соответственно в этом же направлении произошла миграция дельты палеореки. Положение ее в позднеааленское время существенно изменилось по сравнению с положением в раннем аалене. В результате трансгрессии образовался обширный мелководный шельф, где накапливались многократно перемытые глинисто-алевритовые и песчаные отложения. В целом на территории Восточного Предкавказья накопление осадков происходило сравнительно медленными темпами (СНОТ 10 см/тыс. лет). Несмотря на невысокие скорости осадконакопления, здесь на огромной площади улавливалась и захоронялась значительная масса осадочного материала. Соответственно только относительно небольшое количество осадков, приносимых в водоем реками с севера, достигало Кавказского прогиба. Это обстоятельство явилось одной из главных причин существенного замедления темпов накопления отложений в пределах Агвали-Хивской СФЗ. Величины СНОТ здесь на значительной территории не превышают 10 см/тыс. лет и только в юго-восточном направлении возрастают. Некоторое увеличение СНОТ происходило и в западном направлении, где роль источника осадочного материала начала играть Предкавказская суша. Но в целом можно считать, что в позднеааленское время скорости накопления отложений на территории Восточного Предкавказья и на северном борту прогиба Восточного Кавказа существенно не различались.

Таким образом, замедление темпов накопления осадочных толщ в области склона бассейна было в основном обусловлено происшедшим в результате трансгрессии смещением на значительное расстояние от прогиба дельты – главного в этой части бассейна поставщика осадочного материала.

Иначе повлияла на седиментацию трансгрессия во второй половине раннеарского времени.

С ней совпало существенное увеличение скоростей накопления отложений. По значениям СНОТ этот интервал заметно выделяется среди других особенно в пределах Центрального Кавказа (см. рис. 5.1, р. Урух – р. Фиагдон, «В»), в меньшей степени на востоке из-за общего высокого здесь фона величин СНОТ.

Наступление моря на север в пределах Лабино-Малкинской СФЗ на Центральном Кавказе произошло примерно на 25–30 км; в восточных районах, где труднее произвести прямую оценку, продвижение моря из-за высокого стояния берега было меньшим. Трансгрессия привела к смещению депоцентра бассейна седиментации к северу или по крайней мере к существенному расширению зоны высоких значений СНОТ и распространению их в пределы Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской СФЗ, тогда как ранее они были приурочены к областям, тяготевшим к осевой части водоема. В результате трансгрессии и образования в южной части Лабино-Малкинской СФЗ морского шельфа большая часть Дигоро-Осетинской СФЗ превратилась в область склона и подножия шельфа и стала зоной активного осадконакопления. В дальнейшем, по мере накопления здесь осадочной толщи и продолжающегося прогибания (прежде всего осевой части водоема) максимум скоростей осадконакопления опять стал смещаться к югу и величина СНОТ в Дигоро-Осетинской СФЗ заметно уменьшилась.

Таким образом, рассмотрев осадконакопление в сходных СФЗ во время двух этапов наступления моря на сушу, следует отметить: во-первых, трансгрессии несомненно оказывали существенное влияние на осадочный процесс; во-вторых, эти явления находились друг с другом в сложной взаимосвязи и между ними нет четко выраженной пропорциональной зависимости – если в одном случае во время трансгрессий происходило замедление скоростей накопления отложений, то в другом, напротив, увеличение.

Произошедшая в начале раннебайосского времени структурная перестройка района [Милановский, Хаин, 1963; Панов, 1976, 1988; Ломизе, Панов, 2001 и др.] обусловила появление к северу от центральнокавказских поднятий Балкаро-Осетино-Дагестанских прогибов. Соответственно произошло смещение депоцентра бассейна, который в основном стал располагаться примерно на территории северной части бывших Дигоро-Осетинской и Агвали-Хивской СФЗ.

Для байос-батского времени (как и для позднеааленского) характерна неравномерность темпов осадконакопления на разных участках водо-

ема. На новом этапе в пределах обширной территории Восточного Предкавказья скорости осадконакопления несколько замедлились в связи с дальнейшей миграцией дельты «палео-Волги» в северном направлении. В пределах зоны Балкаро-Осетино-Дагестанских прогибов отмечается явная асимметрия в распределении величин СНОТ. Но в отличие от лейас-раннеаленского времени, когда выявлялась отчетливая тенденция увеличения скоростей накопления отложений в восточном направлении, в байосское время наблюдалась противоположная картина – наибольшие величины СНОТ приурочены к западной части этой зоны (см. рис 5.1). Такое распределение значений СНОТ сходно с позднеаленским временем и обусловлено той же причиной – резким уменьшением количества осадочного материала, поставляемого в восточную часть прогиба. В то же время к западу водоем существенно сужался и осадочный материал мог поступать как с севера (из области предкавказских поднятий), так и с юга (из зоны центральнокавказских поднятий), что обуславливало здесь достаточно высокую скорость осадконакопления. Существовавшая система разломов, поперечных кавказскому простиранию, привела к разделению бассейна на ряд впадин, которым были присущи свои величины СНОТ.

Подводя итог изложенному, отметим следующее.

Осадочный процесс в Кавказском бассейне характеризовался аномально высокими скоростями седиментации. Темпы накопления осадочных толщ в разных частях ранне- и среднеюрского водоема в значительной степени опре-

делялись приуроченностью к тем или иным морфоструктурным элементам бассейна осадконакопления: наименьшие величины СНОТ были свойственны шельфовым областям, возрастающая в направлении: склон бассейна→подножие склона→северное обрамление осевой части прогиба. Трансгрессивная направленность развития юрского бассейна, сопровождавшаяся его постепенным заполнением осадочным материалом, приводила к тому, что определенные части ложа водоема в разные отрезки времени выполняли различные геоморфологические функции (например, часть области позднеплинсбахского шельфа в тоарское время превратилась в склон). Соответственно с течением времени в этих областях менялись скорости накопления отложений. Различия в скоростях осадконакопления в разных частях прогиба, приведшие к асимметричному распределению величин СНОТ в его центральной и восточной частях, были обусловлены деятельностью крупной Дагестанской дельты палеореки, приносившей в водоем большое количество осадочного материала. В периоды замедления нисходящих движений накапливавшиеся осадочные толщны заполняли некоторые участки водоема, существенно изменяя морфологию его ложа, влияя на глубину моря и соответственно на последующие обстановки осадконакопления, т.е. собственно осадочный процесс в значительной степени определял и регулировал условия седиментации (в том числе скорость) на разных этапах развития водоема.

## ЧАСТЬ II

# ГЕОХИМИЯ ЮРСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА

При образовании юрского терригенного комплекса его геохимические особенности реализовались в разном масштабе, имели как бы разный уровень проявления. Один уровень – наиболее крупный – охватывает весь  $J_{1-2}$  комплекс, характеризует геосинклинальный (в понимании А.Б. Ронова) тип терригенного осадконакопления в целом. Результаты исследований такого рода нашли свое отражение в работах А.Б. Ронова, Г.В. Казакова, Ю.П. Гирина и др. [Ронов и др., 1965, 1966 и др.]. Этими исследователями отбирались многочисленные образцы пород из основных тектонических зон Кавказа, готовились средние пробы и анализировались. На основе этих данных рассматривались изменения химического состава осадочных толщ по профилю от платформы в глубь прогиба. Так было установлено, что содержания Al и Si в глинистых породах лейаса на площади меняются слабо, в то время как содержания Na, Mg, Fe, Mn уменьшаются по направлению к суше и возрастают к осевой части прогиба Большого Кавказа; распределение K более сложное: за некоторым понижением в части континентальных глинистых пород следует максимум в прибрежно-морских фациях. Аспидные сланцы осевой зоны прогиба характеризуются дефицитом межслоевой молекулярной воды, аргиллиты континентальных отложений – избытком гидроксильной. Для алевро-песчаных пород выявлено закономерное изменение на площади Al и Si: возрастание концентраций Si и дефицит Al в континентальных и прибрежно-морских отложениях; распределение Na, Mg, Fe, Mn и P зонально и сходно с таковым в глинах. В целом для отложений лейаса характерны высокие содержания K и умеренные значения Ti/Al модуля, что указывает на существенную роль кислых пород в формировании химического состава осадков [Гирин, 1980, Гирин и др., 1986]. Эти и некоторые другие закономерности связывались только с седиментационными причинами, интенсивные процессы постседиментационных диа-, ката-, метагенетических преобразований осадков, способных влиять на содержания в породах некоторых компо-

нентов, обычно не принимались во внимание. Исследования А.Б. Ронова с соавторами были несомненно нужными и полезными для характеристики поведения элементов в крупных тектонических структурах литосферы, однако для решения стоявших перед нами задач они мало информативны.

В нашу задачу входило выяснение закономерностей распределения элементов как на площади бассейна осадконакопления, так и во времени – на разных стадиях накопления терригенного комплекса, установление роли среды, фациальных обстановок в формировании геохимического облика отложений, оценка роли разных стадий осадочного процесса (седиментация, диагенез, постседиментационные преобразования) в распределении и перераспределении элементов, возникновении различных их концентраций. Целью исследований было выявление совокупности различных факторов, влиявших на геохимию осадочных комплексов; установление геохимической эволюции юрского терригенного комплекса в связи с развитием бассейна.

Из стоявших перед нами целей и задач вытекали и методические подходы к проведению работ: осуществлялся по возможности максимально подробный отбор проб из опорных разрезов различных СФЗ из отложений разного в фациальном отношении генезиса; при необходимости изучались отдельные интервалы отложений из других разрезов тех же СФЗ, если они позволяли получить дополнительную генетическую информацию. В разрезах отложений  $J_{1-2}$  проводилось изучение распределения различных элементов, а также  $CO_2$  (карб). Такие элементы, как Fe, Mn, Ti, P,  $C_{орг}$  и  $CO_2$  определялись химически, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, Mo, Pb, а иногда Ag, Sn, Be – методом количественного спектрального анализа, Zn, Zr, Rb, Y, Nb – рентгенофлюоресцентным методом. Определения отдельных элементов, а также полные силикатные анализы глинистых пород и анализы карбонатных пород выполнены в химической (ныне химико-аналитической) лаборатории ГИН РАН.

## ГЛАВА 6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

Для выявления направленности эволюции химического состава осадков, накапливавшихся на разных этапах существования юрского водоема, нами было изучено распределение элементов в отложениях опорных разрезов разных структурно-фациальных зон Северного Кавказа. В отложениях разных зон устанавливаются как общие, так и специфические геохимические закономерности. Наиболее выукло различия проявляются между осадочными комплексами, накопившимися в осевых и периферийных частях бассейна. Целесообразно вначале наиболее детально охарактеризовать геохимические особенности терригенных отложений  $J_{1-2}$  северной периферии Кавказского бассейна, и прежде всего восточной части Лабино-Малкинской СФЗ (разрез бассейна р. Баксан), в которых многие черты геохимии юрских осадков проявились наиболее рельефно, и в сравнении с ними рассмотреть геохимические особенности отложений других – смежных СФЗ.

### Распределение элементов в $J_{1-2}$ отложениях восточной части Лабино-Малкинской СФЗ

Для выяснения закономерностей поведения элементов в юрских терригенных отложениях восточной части Лабино-Малкинской СФЗ нами был изучен опорный разрез по р. Тызыл (бассейн р. Баксан) [Гаврилов, Лубченко, 1985]. Распределение элементов по разрезу показано на рис. 6.1. Содержание элементов в индивидуальных пробах приведено в табл. 6.1, средние содержания элементов по данным анализов 76 образцов разных стратиграфических интервалов приведены в табл. 6.2а; содержания некоторых элементов были определены в меньшем числе проб (табл. 6.2б). Для количественной оценки геохимических особенностей глинистых пород континентальных и морских отложений в таблицах приведены содержания элементов в аргиллитах хумаринской, джигиатской и джорской свит (подсчет для аргиллитов морских отложений осуществлен по анализам 32 образцов). Для сравнения в таблицах приведены значения кларков элементов по данным А.П. Виноградова [Виноградов, 1969] и К.К. Турекьяна и К.Х. Ведыполя [Turekian, Wedepohl, 1961].

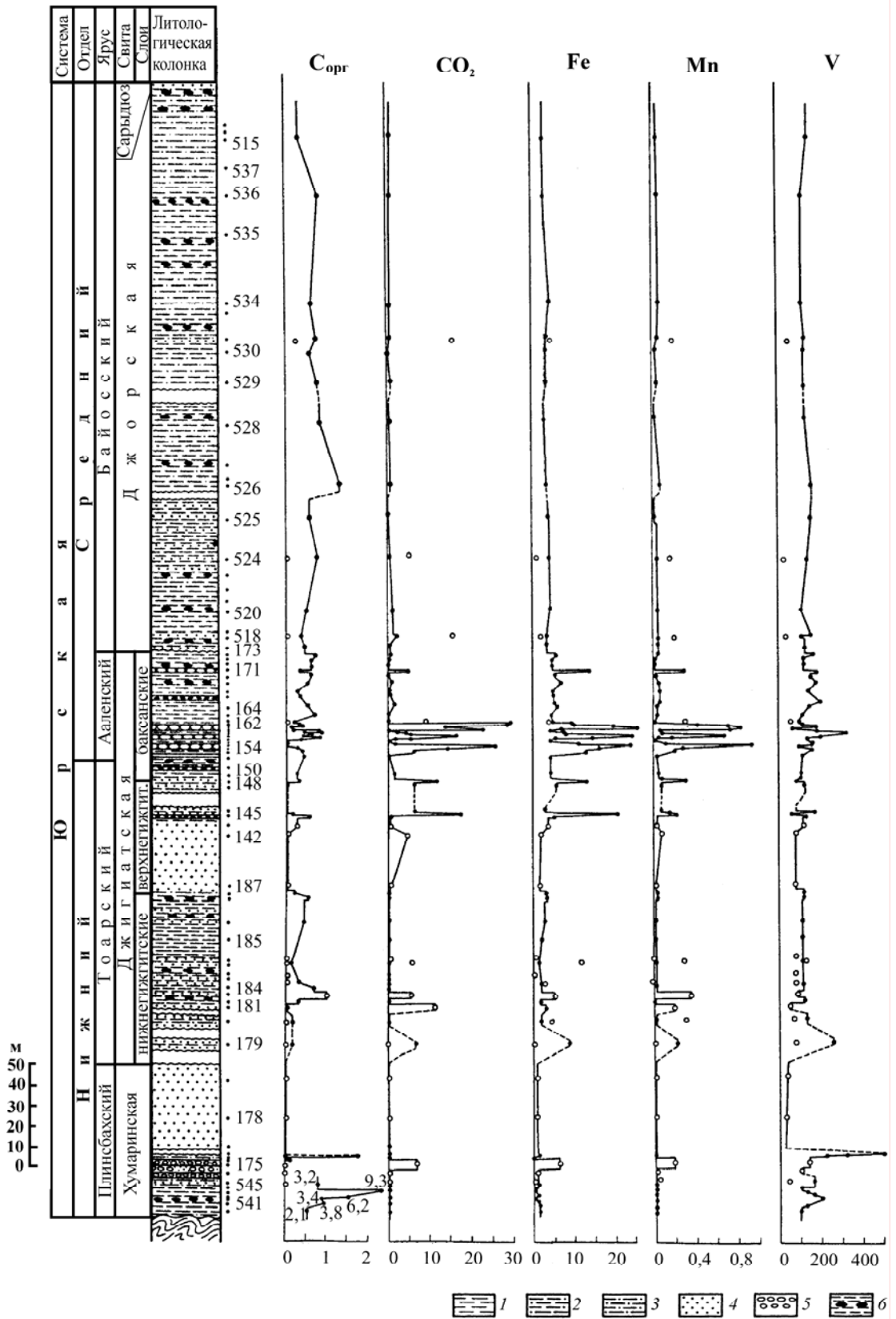
Отложениям хумаринской свиты (нижний плинсбах), характеризующим континентальное осадко-накопление в районе, присущи некоторые специ-

фические особенности распределения элементов. Глинистая пачка озерно-болотных отложений из основания свиты резко выделяется в разрезе ниже- и среднеюрских отложений обогащенностью органическим веществом (ОВ):  $C_{орг}$  от 2,9 до 9,3 % (в среднем 4,6 %). Подсчитанные для аргиллитов хумаринской свиты коэффициенты концентрации (здесь это отношение содержаний элементов в хумаринских аргиллитах к их содержанию в джигиатских и джорских аргиллитах, см. табл. 6.2а) показывают, что содержание  $C_{орг}$  в них в среднем в 8 раз больше, чем в породах остальной части разреза. То, что в отложениях свиты (особенно в аргиллитах) широко распространены углефицированные растительные остатки, находит свое отражение в составе ОВ: здесь преобладают гуминовые соединения и, напротив, незначительно содержание битума [Безбородов, 1961]. В аргиллитах этой пачки повышены также содержания Ti, Ga, Ge, Mo, Zr, Rb, Y, Nb, хотя коэффициенты концентрации у них меньше и только у Mo и Nb превышают 2.

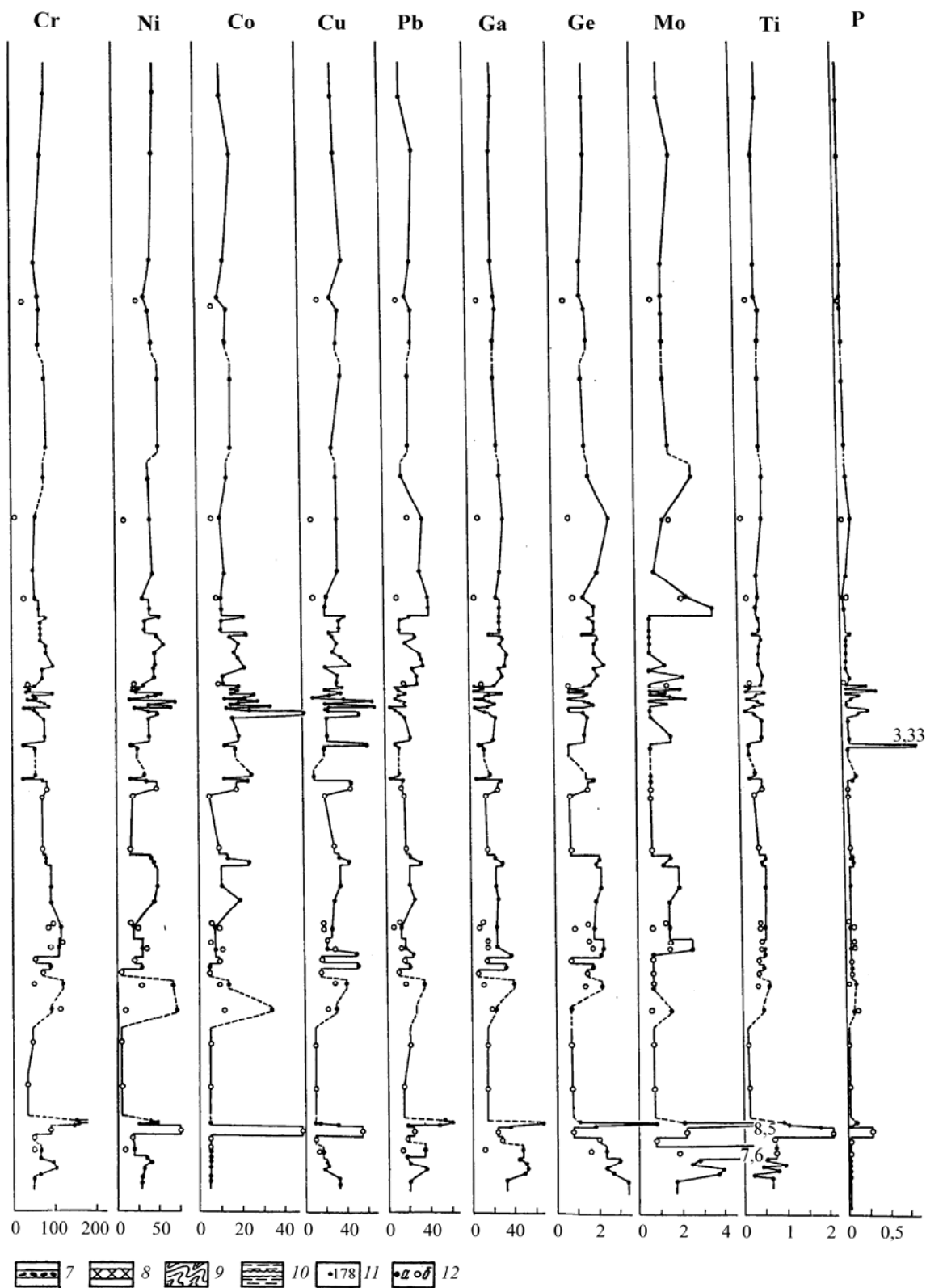
Существует также группа элементов, количество которых в аргиллитах хумаринской свиты, наоборот, заметно понижено. Прежде всего это касается Fe, Mn и P (см. рис. 6.1, табл. 6.1, 6.2): содержание Fe везде меньше 1,5 %, снижаясь до 0,42 и даже до 0,1 % (в среднем Fe ниже кларкового уровня в 5 раз табл. 6.2а); Mn в большинстве образцов не улавливается или отмечаются его минимальные содержания; P практически отсутствует. В эту же группу входят Co, Ni, Zn и Cu (?), т.е. элементы, близкие по своим геохимическим характеристикам к Fe.

V, Cr, Pb образуют группу элементов, коэффициенты концентрации которых близки к 1, т.е. накопления или рассеивания их в аргиллитах хумаринской свиты не происходит. Вместе с тем следует отметить, что в маломощном (0,3 м) пласте аргиллитов из пачки конгломератов и гравелитов концентрации V, Cr и Pb высокие (см. табл. 6.2а), что сближает их с элементами первой группы.

Оценивая количественный состав основных породообразующих компонентов глинистых пород (табл. 6.3), обнаруживаем, что для хумаринских аргиллитов характерно относительно повышенное содержание  $Al_2O_3$  и, наоборот, пониженное  $SiO_2$ , а также MgO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ . Обращает на себя внимание особенно резкое уменьшение  $Fe^{+3}$  по сравнению с  $Fe^{+2}$ .



**Рис. 6.1.** Литологическая колонка ниже- и среднеюрских отложений и кривые распределения элементов в породах 1 – аргиллиты; 2 – алевритистые аргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – песчаники; 5 – конгломераты; 6 – конкреции; 7 – конкреционные конгломераты; 8 – железорудные горизонты; 9 – породы доюрского фундамента; 10 – закрытые интервалы; 11 – места отбора и номер



образца; 12 – содержания элементов в индивидуальных образцах на кривой распределения: *a* – в глинистых породах, *б* – в песчаниках. Распределение  $C_{\text{орг}}$  в аргиллитах хумаринской свиты показано вне масштаба. Цифрами указаны индивидуальные его значения в пробах. На этом и следующем рисунках содержание  $C_{\text{орг}}$ ,  $\text{CO}_2$ , Fe, Mn, Ti и P приведено в %, остальных элементов – в  $10^{-4}\%$



Таблица 6.1. Содержание химических элементов в породах Лабино-Малкинской СФЗ

№ обр.	С <sub>орг</sub>	СО <sub>2</sub>	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
<b>Восточная часть Лабино-Малкинской СФЗ</b>															
<b>Левобережье р. Баксан, разрез по р. Тызыл</b>															
Палеозойские кристаллические сланцы															
188-1	0,11	<0,1	2,23	0,04	0,43	0,07	69	28	89	20	10	10	22	1,8	<1,5
188-2	<0,1	<0,1	5,03	0,11	0,89	0,09	128	48	200	65	22	22	33	1,8	<1,5
Хумаринская свита															
539-г	2,11	<0,1	1,45	0,008	0,66	0,01	49	29	98	35	<10	22	33	3,4	1,7
540-гу	17,60	<0,1	26,84	<0,1	0,12	<0,1	~10	14	15	112	17	270	<10	2,0	<1,5
540-у	60,00	<0,1	1,51	<0,1	0,20	<0,1	15	17	58	20	<10	30	15	5,7	<1,5
541-г	3,80	<0,1	1,04	<0,1	0,77	0,006	103	39	202	~20	<10	36	49	2,6	3,8
542-г	3,40	<0,1	0,10	<0,1	0,43	<0,1	99	32	182	<20	<10	36	52	2,3	4,0
543-г	6,20	<0,1	1,14	<0,1	0,99	0,03	97	40	145	~20	<10	20	51	2,7	2,4
544-г	9,30	<0,1	0,42	<0,1	0,53	0,003	64	34	107	<20	<10	17	44	3,0	2,8
545-а	3,20	0,50	1,08	0,01	0,73	0,005	87	18	162	<20	<10	35	46	2,3	7,6
545-п	<0,1	0,20	0,85	0,02	0,73	0,007	53	~10	46	~20	<10	13	11	1,5	1,9
696-г	0,30	<0,1	1,11	<0,1	0,43	0,04	67	29	125	21	17	31	16	3,3	2,5
697-г	0,27	<0,1	1,06	0,02	0,60	0,04	126	27	125	25	8	18	26	2,3	2,6
697-п	<0,1	<0,1	1,34	0,02	0,54	0,05	82	29	74	30	12	16	14	1,8	~1,5
698-п	<0,1	<0,1	0,53	0,01	0,54	0,06	116	16	78	22	7	9	13	1,6	~1,5
699-п	<0,1	0,50	0,54	0,02	0,44	0,04	92	14	74	18	6	16	11	1,7	~1,5
699-псц	<0,1	5,45	12,11	0,28	0,46	0,04	82	25	116	18	9	6	<10	<1,5	<1,5
699-га	0,07	<0,1	1,08	0,01	0,55	0,03	112	21	108	28	7	15	22	1,8	~1,5
700-г	0,48	0,25	3,00	0,02	0,57	0,03	89	49	119	36	11	23	24	2,3	<1,5
701-г	0,14	<0,1	2,87	0,02	0,54	0,03	85	42	113	29	14	20	23	2,3	1,7
Джигитатская свита															
нижнегигитатские слои															
179-а	0,17	6,80	8,93	0,22	0,51	0,06	91	71	260	25	34	28	23	<1,5	1,6
179-п	<0,1	<0,1	0,56	<0,1	0,51	0,09	125	12	76	30	12	28	21	<1,5	<1,5
180-а	0,14	<0,1	2,23	0,02	0,64	0,11	120	66	130	40	14	35	40	2,2	<1,5
180-п	<0,1	16,75	4,47	0,28	0,38	0,03	56	31	56	<20	10	14	12	<1,5	<1,5
181-п	<0,1	11,45	3,07	0,20	0,38	0,05	70	10	53	<20	<10	11	<10	<1,5	<1,5
182-г	0,32	<0,1	1,95	<0,1	0,51	0,06	89	33	122	52	<10	22	33	1,8	<1,5
183-па	1,02	5,70	5,58	0,33	0,38	0,05	55	22	89	<20	10	17	14	<1,5	<1,5
184-г	0,68	<0,1	2,23	0,02	0,56	0,05	76	33	115	50	17	26	38	2,2	<1,5
185-г	0,15	<0,1	2,23	0,02	0,43	0,04	92	46	112	30	20	27	26	~2,0	<1,5
186-г	0,51	<0,1	3,07	0,03	0,51	0,08	79	46	120	44	24	34	30	~2,0	<1,5
верхнегигитатские слои															
187-п	<0,1	0,40	1,95	0,02	0,43	0,06	73	16	82	30	10	19	16	<1,5	<1,5
142-п	<0,1	4,40	2,22	0,07	0,35	0,03	74	20	36	20	<10	17	14	<1,5	1,5
143-а	0,24	<0,1	3,89	0,04	0,53	0,04	82	48	120	28	18	15	26	1,6	<1,5
144-п	0,22	1,25	5,01	0,07	0,46	0,03	80	22	101	<20	12	10	13	<1,5	1,5
145-г	0,55	0,45	5,02	0,04	0,54	0,04	75	37	130	<20	23	16	29	1,9	<1,5
145-псц	0,14	17,60	15,83	0,20	0,20	0,09	27	16	66	<20	12	<10	<10	1,5	<1,5
145-по	0,27	6,25	21,09	0,16	0,33	0,13	60	28	170	<20	25	12	18	1,5	<1,5
147-а	0,03	6,25	6,01	0,08	0,36	0,05	58	27	125	20	18	12	13	<1,5	<1,5
148-ап	0,30	11,60	13,16	0,30	0,22	3,33	30	19	89	50	13	10	10	<1,5	<1,5
149-г	0,27	1,20	4,56	0,04	0,53	0,07	78	41	110	<20	19	24	22	1,5	1,7
151-г	0,43	<0,1	4,45	0,03	0,53	0,04	75	38	122	<20	16	18	25	1,6	<1,5
баксанские слои															
153-а	0,38	6,30	13,36	0,21	0,36	0,19	65	50	165	31	51	14	20	1,5	<1,5
154-иж	<0,1	26,50	24,15	0,95	0,17	0,32	28	23	99	<20	14	<10	<10	<1,5	<1,5
154-аж	0,29	9,95	16,67	0,28	0,30	0,06	62	38	160	20	25	~10	13	<1,5	<1,5
155-гаж	<0,1	1,60	11,72	0,13	0,33	0,03	88	65	162	67	34	20	17	1,6	<1,5
155-г	<0,1	<0,1	4,34	0,02	0,56	0,04	77	39	137	20	16	19	23	1,9	1,6
156-га	0,36	1,30	5,74	0,05	0,45	0,04	77	72	135	67	19	20	19	1,6	<1,5
156-аж	0,82	5,75	14,83	0,16	0,34	0,11	70	77	200	28	28	14	16	1,5	<1,5
156-о	0,40	16,55	25,51	0,71	0,20	0,10	38	15	260	<20	13	10	<10	<1,5	2,4
157-о1	0,57	5,45	19,97	0,27	0,31	0,12	57	34	330	<20	23	12	14	<1,5	1,8

Продолжение таблицы 6.1

<i>№ обр.</i>	<i>С<sub>орг</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ti</i>	<i>P</i>	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>V</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Pb</i>	<i>Ga</i>	<i>Ge</i>	<i>Mo</i>
157-о2	0,43	4,65	17,63	0,14	0,38	0,17	53	39	275	<20	26	14	14	~1,5	~1,5
157-г	0,81	2,05	8,30	0,07	0,39	0,05	60	45	185	<20	25	19	19	1,6	<1,5
157-о3	0,04	3,00	17,66	0,20	0,31	0,19	59	39	190	<20	22	12	14	1,5	1,5
159-го	0,35	3,00	13,92	0,16	0,32	0,87	57	47	160	25	28	15	18	<1,5	<1,5
160-г	0,48	<0,1	4,27	0,06	0,58	0,03	97	54	132	31	16	20	30	1,8	1,5
161-и	0,14	23,70	7,36	0,73	0,18	0,38	36	25	64	<20	19	14	<10	<1,5	<1,5
162-о1	0,12	13,75	26,22	0,83	0,21	0,05	38	19	175	<20	19	13	<10	1,5	2,1
162-о2	0,36	17,15	20,77	0,69	0,27	0,04	39	29	120	<20	16	10	12	<1,5	<1,5
162-ио	0,26	29,40	10,27	0,42	0,21	0,29	31	21	100	25	19	21	<10	~1,5	<1,5
163-г	0,20	<0,1	5,06	0,01	0,52	0,06	52	33	101	30	12	31	24	1,8	<1,5
163-п	<0,1	8,25	4,27	0,29	0,32	0,04	38	19	60	25	11	23	12	<1,5	1,7
164-г	0,70	<0,1	4,89	0,04	0,57	0,08	72	46	112	35	12	31	32	2,1	2,3
166-ио	0,24	21,90	22,88	0,48	0,25	0,50	22	23	91	32	14	10	10	<1,5	<1,5
166-г	0,48	1,00	6,53	0,04	0,55	0,05	73	46	150	22	22	26	28	~2,0	<1,5
167-г	0,51	1,35	5,85	0,06	0,51	0,04	96	48	202	46	22	37	34	2,4	~1,5
168-г	0,24	0,20	5,07	0,06	0,48	0,04	81	46	145	30	18	32	36	~2,0	<1,5
169-г	0,52	1,00	7,57	0,05	0,51	0,05	80	57	182	34	20	20	30	2,0	<1,5
170-г	0,62	<0,1	5,76	0,03	0,54	0,06	70	48	155	30	17	30	32	2,2	<1,5
171-г	0,38	4,90	13,91	0,29	0,40	0,08	68	44	182	28	22	16	20	~1,5	<1,5
172-г	0,65	<0,1	5,14	0,01	0,52	0,05	70	34	122	36	12	15	30	~2,0	<1,5
172-аг	0,71	0,45	6,36	0,05	0,48	0,04	81	50	168	40	22	24	30	1,8	<1,5
173-а1	0,47	0,35	3,59	0,05	0,46	0,03	64	40	130	22	12	43	30	~2,0	3,8
173-а2	0,45	2,65	4,58	0,05	0,42	0,03	57	48	120	20	15	56	28	2,0	2,1
173-и	0,45	35,20	3,39	0,27	0,15	0,02	16	36	24	<20	16	58	<10	~1,5	10,2
174-п	<0,1	12,20	2,17	0,23	0,28	0,01	27	13	52	<20	<10	18	<10	<1,5	1,6
<b>Джорская свита</b>															
518-а	0,36	1,70	3,24	0,05	0,50	0,03	54	34	115	25	12	42	26	1,5	2,5
518-п	0,11	17,75	2,37	0,20	0,24	0,06	27	13	37	<20	~10	13	<10	<1,5	2,4
520-г	0,51	1,10	4,66	0,05	0,48	0,03	51	46	107	35	13	35	29	2,2	<1,5
524-г	0,79	0,50	4,73	0,04	0,60	0,11	56	41	140	35	12	38	33	2,8	1,5
524-п	<0,1	5,75	1,06	0,15	0,07	0,02	~10	11	25	<20	<10	24	12	<1,5	1,7
525-г	0,57	<0,1	4,15	0,02	0,60	0,07	79	40	155	35	15	18	31	1,8	2,8
526-г	1,33	0,30	3,79	0,08	0,54	0,05	84	53	162	30	17	25	28	1,7	1,7
528-аг	0,84	<0,1	3,31	0,02	0,51	0,05	82	52	130	40	17	25	25	1,5	~1,5
529-аг	0,77	0,70	3,85	0,04	0,53	0,06	66	45	125	35	15	28	26	1,8	~1,5
530-г	0,58	<0,1	3,86	0,03	0,58	0,05	68	42	135	38	16	29	28	1,7	~1,5
531-г	0,79	0,70	4,01	0,04	0,52	0,05	66	37	130	30	12	24	27	1,5	~1,5
531-п	0,27	16,00	4,64	0,19	0,27	0,04	31	29	53	<20	12	16	12	<1,5	~1,5
534-г	0,63	0,40	5,20	0,05	0,48	0,04	58	45	115	42	15	28	25	1,5	~1,5
536-аг	0,79	0,50	3,20	0,03	0,49	0,04	74	49	120	35	18	32	25	1,8	2,0
515-а	0,33	0,55	3,35	0,04	0,63	0,04	83	48	155	35	14	20	27	1,8	~1,5
<b>Бассейн р. Кубань, разрез по р. Джаланкол</b>															
<b>Хумаринская свита</b>															
909-г	2,02	<0,1	0,79	<0,1	0,39	0,09	102	33	92	32	7	26	23	2,0	1,5
909-п	<0,1	7,10	6,80	0,10	0,17	0,03	60	84	83	20	16	13	<10	1,7	1,6
910-гу	9,00	<0,1	1,45	<0,1	0,35	0,03	61	39	75	27	11	22	19	2,8	1,5
911-г	<0,1	<0,1	3,38	<0,1	0,41	0,03	98	19	84	29	6	26	26	2,2	~1,5
911-п	<0,1	<0,1	4,76	0,07	0,13	0,05	47	48	56	16	8	9	<10	1,6	<1,5
912-г	0,62	<0,1	0,80	<0,1	0,37	0,04	83	22	94	22	8	31	27	2,2	<1,5
912-г	<0,1	4,25	5,11	0,06	0,23	0,06	83	80	90	22	17	9	8	1,8	<1,5
<b>Западная часть Лабино-Малкинской СФЗ</b>															
<b>Бассейн реки Малая Лаба</b>															
<b>Веринютская свита</b>															
<b>базальные песчаные и алевролитовые отложения, левобережье р. М. Лаба</b>															
1645-п	<0,1	4,30	2,76	0,07	0,25	0,01	2400	410	55	5	20	6	5	<1,0	<1,0
1646-п1	<0,1	<0,1	3,51	0,04	0,40	0,01	1800	250	100	15	20	7	11	1,3	<1,0
1646-а	<0,1	<0,1	10,73	0,11	0,96	0,05	4500	470	220	50	30	10	14	1,9	<1,0
1646-п2	<0,1	2,20	3,61	0,11	0,30	0,01	250	210	50	<5	13	10	14	<1,0	<1,0

## Продолжение таблицы 6.1

№ обр.	С <sub>орг</sub>	CO <sub>2</sub>	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
<i>горизонт песчанистых известняков, правый борт балки Холодной</i>															
1655-пи1	<0,1	23,95	0,78	0,02	0,17	0,01	430	140	10	<5	9	5	4	<1,0	<1,0
1655-пи2	0,22	25,50	0,77	0,03	0,14	<0,01	870	350	9	<5	16	5	3	<1,0	<1,0
1655-пи3	<0,1	21,55	0,75	0,03	0,12	<0,01	710	270	9	<5	12	5	4	<1,0	<1,0
<i>разрез по балке Холодной (снизу вверх)</i>															
1653-а	0,15	0,50	8,88	0,08	0,46	0,01	1550	210	140	20	22	12	15	1,9	<1,0
1653-п	<0,1	8,45	8,76	0,28	0,72	0,05	3300	270	280	25	25	9	10	1,9	<1,0
1652-п	<0,1	3,10	2,72	0,11	0,25	0,01	325	90	30	5	9	8	6	<1,0	<1,0
1652-г	0,30	0,40	5,17	0,04	0,44	0,07	170	105	140	40	14	22	32	2,8	<1,0
1651-г	0,53	1,30	4,24	0,05	0,50	0,06	70	80	135	40	17	23	33	2,6	<1,0
1650-а	0,28	<0,1	4,52	0,04	0,43	0,07	65	60	160	35	10	23	35	2,6	<1,0
1649-п	<0,1	6,85	5,36	0,21	0,42	0,02	2000	310	130	20	25	6	11	1,3	<1,0
1648-п	<0,1	<0,1	4,88	0,05	0,50	0,03	1800	400	185	5	20	<5	12	1,3	<1,0
<i>Псебайская свита, разрез по балке Бурной</i>															
1658-а	<0,1	1,10	5,74	0,04	0,41	0,04	80	100	180	20	25	26	22	1,9	<1,0
1659-а1	<0,1	1,20	4,12	0,04	0,42	0,03	80	80	190	25	14	15	20	1,7	<1,0
1659-а2	<0,1	1,10	3,51	0,04	0,40	0,03	125	120	195	20	16	14	23	1,7	<1,0
1660-аг1	<0,1	0,80	3,90	0,04	0,42	0,05	70	75	200	55	19	70	27	1,9	<1,0
1660-аг2	0,10	0,30	3,99	0,04	0,44	0,04	85	70	230	65	11	26	27	1,9	<1,0
1661-г	0,45	0,50	4,89	0,05	0,44	0,08	90	85	225	85	17	30	30	2,8	<1,0
1662-г	0,35	0,85	4,02	0,05	0,43	0,07	75	70	200	40	15	23	30	1,9	<1,0
1663-г1	0,45	0,30	4,09	0,04	0,48	0,03	80	75	230	75	14	26	35	2,8	<1,0
1663-г2	0,54	<0,1	4,03	0,04	0,53	0,04	75	65	185	50	14	28	30	1,9	<1,0
1664-аг	<0,1	1,30	7,92	0,01	0,47	0,04	110	90	255	90	10	25	30	2,6	<1,0
<i>песчаники Ахызырта, левобережье р. М. Лаба</i>															
1665-п2	<0,1	<0,1	2,05	0,02	0,17	0,01	50	20	20	<5	5	10	4	<1,0	<1,0
<i>песчаники Ахызырта и перекрывающая их глинистая толща, разрез по р. Андрюк</i>															
1667-п	<0,1	2,35	0,23	<0,1	0,20	<0,01	30	<5	15	<5	<5	<5	4	<1,0	<1,0
1669-г	0,58	2,60	8,81	0,04	0,45	0,04	100	85	250	80	18	25	35	1,9	1,6
1670-г	<0,1	2,30	8,61	0,05	0,44	0,04	90	90	240	50	17	24	33	1,9	1,5
<b>Бассейн р. Уруп</b>															
<i>Псебайская свита</i>															
<i>разрез тоарских отложений по р. Теплой</i>															
1673-г	0,36	<0,1	8,52	0,04	0,51	0,06	85	60	200	50	14	27	34	2,6	<1,0
1674-г1	0,85	2,65	11,64	0,06	0,47	0,09	80	75	165	35	25	33	32	2,8	<1,0
1674-г2	0,65	2,90	11,36	0,10	0,47	0,07	80	65	170	35	19	27	32	2,6	<1,0
1675-г	0,36	<0,1	9,22	0,12	0,47	0,06	70	60	185	55	14	28	33	2,6	<1,0
<i>разрез ааленских отложений по р. Уруп</i>															
1676-г	0,60	<0,1	4,52	0,06	0,56	0,05	75	68	150	40	20	31	16	1,5	<1,0
1676-а	<0,1	1,40	3,63	0,06	0,33	0,03	50	46	80	19	10	27	10	<1,0	<1,0
1677-аг	<0,1	3,20	6,48	0,07	0,60	0,03	120	72	320	33	21	45	17	1,3	<1,0
1677-г	0,30	<0,1	4,10	0,03	0,61	0,06	70	65	180	40	18	33	20	1,5	<1,0
<i>слой в кровле ааленской толщи</i>															
1679-а1	0,23	1,95	11,17	0,19	0,47	0,06	75	95	285	33	31	41	18	1,4	<1,0
1679-г2	<0,1	4,50	36,30	0,13	0,31	0,45	93	170	320	21	20	40	9	<1,0	<1,0
<i>Джангурская свита, известковые песчаники основания свиты</i>															
1680-2	<0,1	19,50	5,23	0,29	0,21	0,03	40	155	65	30	65	22	6	<1,0	<1,0
<b>Разрез по р. Кардоник</b>															
<i>Псебайская свита, кровля (обнажение у южной окраины с. Кзыл-Октябрь)</i>															
1703-а	0,22	1,70	5,77	0,06	0,46	0,05	85	65	185	30	18	16	25	1,4	<1,0
1703-ао	0,65	0,50	10,75	0,09	0,51	0,08	115	120	250	44	25	17	28	1,4	<1,0
<i>Джангурская свита, базальный слой</i>															
1704-г	1,85	<0,1	5,70	0,03	0,52	0,13	70	68	140	36	10	27	25	1,4	<1,0
<i>базальная пачка алевролитов (обнажение в 1 км к югу от с. Кзыл-Октябрь)</i>															
1701-ао	0,30	<0,1	10,48	0,05	0,51	0,06	105	90	260	36	16	22	23	1,4	<1,0
1702-ао	<0,1	4,25	12,17	0,15	0,36	0,20	155	160	280	100	32	26	14	1,4	<1,0
1702-па1	<0,1	5,25	2,43	0,07	0,25	0,01	30	24	70	5	6	33	11	<1,0	3,2
1702-па2	<0,1	12,85	2,66	0,17	0,23	0,01	25	55	50	19	35	31	10	<1,0	75,0
1702-па3	<0,1	1,30	5,04	0,04	0,30	0,06	70	45	170	23	5	18	14	<1,0	1,5

Окончание таблицы 6.1

№ обр.	$C_{орг}$	$CO_2$	$Fe$	$Mn$	$Ti$	$P$	$Cr$	$Ni$	$V$	$Cu$	$Co$	$Pb$	$Ga$	$Ge$	$Mo$
<i>низы разреза свиты, обнажение в с. Кзыл-Октябрь</i>															
1697-г	0,88	1,30	4,72	0,11	0,53	0,07	75	68	150	35	14	26	25	<1,0	1,2
1698-г	0,45	<0,1	4,37	0,10	0,55	0,04	75	60	145	35	13	28	25	1,4	1,0
1699-г	0,57	<0,1	4,79	0,40	0,52	0,09	70	55	160	33	11	31	26	1,4	1,0
1699-п	1,42	7,85	1,81	0,12	0,29	0,06	60	38	75	16	8	17	12	<1,0	1,2
1700-г	0,60	<0,1	4,71	0,10	0,55	0,07	75	70	165	25	13	30	26	<1,0	1,0
<b>Междуречье р. Кубань и р. Кардоник,</b>															
Джангурская свита															
<i>разрез южного склона г. Джангура</i>															
1683-га	0,27	4,35	2,98	0,08	0,49	0,04	55	48	140	30	6	24	14	<1,0	<1,0
1684-г	0,60	0,50	4,70	0,03	0,51	0,04	55	78	165	30	15	31	16	1,5	<1,0
1685-г1	0,27	<0,1	4,85	0,03	0,53	0,04	86	80	220	33	19	31	18	1,8	<1,0
1685-г2	0,10	3,85	3,17	0,10	0,44	0,12	60	60	150	23	8	23	16	1,3	<1,0
1686-тфп1	0,20	6,75	1,63	0,16	0,45	0,04	37	30	40	25	<5	22	10	<1,0	<1,0
1686-тфп2	<0,1	7,1	1,91	0,11	0,45	0,04	32	16	37	16	<5	20	15	<1,0	<1,0
1686-г	<0,1	<0,1	2,42	0,006	0,29	0,03	28	17	35	17	<5	41	18	<1,0	1
1687-г	0,19	0,6	3,6	0,03	0,59	0,04	108	88	220	33	14	30	20	1,6	<1,0
1687-тфп	<0,1	<0,1	3,62	0,006	0,24	0,013	10	24	10	10	<5	38	26	<1,0	<1,0
1688-г	0,23	1,20	1,68	0,50	0,21	0,01	72	84	200	40	15	34	21	1,5	<1,0
1688-тфп	0,07	32,35	1,63	0,48	0,17	0,08	10	12	18	13	<5	6	5	<1,0	<1,0
1689-тфп1	<0,1	30,3	1,58	0,43	0,19	0,03	12	14	14	7	<5	11	5	<1,0	2,1
1689-г	0,32	1,85	3,53	0,07	0,52	0,03	100	98	220	44	16	35	22	1,6	<1,0
1689-тфп2	<0,1	31,75	1,80	0,53	0,26	0,01	20	14	25	14	<5	15	5	<1,0	<1,0
1690-г	<0,1	0,40	3,65	0,05	0,49	0,04	115	92	230	44	18	32	22	1,8	1,0
1690-тфп	<0,1	32,50	3,97	0,04	0,43	0,01	11	15	28	14	<5	18	7	<1,0	1,0
1691-аг	0,46	0,65	4,78	0,05	0,51	0,03	105	135	230	50	32	36	24	2,1	2,6
1692-аг	<0,1	1,15	4,37	0,05	0,49	0,02	118	85	250	40	16	35	24	1,5	<1,0
1692-пп	0,15	<0,1	3,16	0,02	0,52	0,01	68	85	190	33	16	45	26	1,5	5,0
1693-а	<0,1	21,25	2,51	0,30	0,30	0,04	75	28	50	17	9	11	9	<1,0	1,2
1693-аг	0,16	0,50	3,53	0,07	0,43	0,03	60	40	108	28	11	22	18	<1,0	<1,0
1694-г	0,43	0,75	4,89	0,11	0,55	0,04	75	68	135	34	16	25	25	<1,0	1,2
1695-г	0,54	<0,1	2,77	0,01	0,64	0,08	55	50	125	40	11	26	27	1,4	1
1695-пп	<0,1	<0,1	1,19	0,006	0,45	0,05	10	13	65	14	<3	26	15	<1,0	<1,0

*Примечание.* г – глинистые породы, аг – алевритистые глинистые породы, гу – углистые глинистые породы, а – алевриты, п – песчаные породы, гр – гравелиты, кг – конгломерат, и – «известняки» (слои пород с повышенным содержанием карбонатного материала, часто минералогически смешанного состава), о – породы, содержащие железистые оолиты, сц – песчано-алеволимитовые породы с сидеритовым цементом, ж – породы с повышенным содержанием железа, тфп – туфопесчаник, пп – пепловый прослой, кг – карбонатно-глинистые породы, у – уголь или углистые породы,  $C_{орг}$  – P в %, Cr – Mo в  $10^{-4}\%$

В породах пачки грубозернистых и в различной степени сортированных пород (конгломераты, гравелиты, песчаники), залегающей над аргиллитами, распределение элементов довольно пестрое: слои с низкими содержаниями сменяются пластами, в которых концентрация некоторых элементов ( $Fe$ ,  $Ti$ ) резко повышается (см. рис. 6.1, табл. 6.1, 6.2а). Это обусловлено неравномерным распределением в породах темноцветных рудных минералов. Следующая вверх по разрезу пачка мелкозернистых аллювиальных песчаников, наоборот, характеризуется однообразным распределением элементов: их концентрации здесь существенно понижены (самые низкие во всем разрезе), причем во всех частях пачки примерно одинаковы.

*Джигитатская свита* (средний тоар – аален), нижнегибгитские слои. Поскольку эта толща

представлена в основном переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, кривые распределения элементов имеют прихотливый облик (см. рис. 6.1). Обращают на себя внимание относительно низкие содержания  $Fe$  и  $Mn$  в аргиллитах (2,68 и 0,02 %) и алевритистых аргиллитах (1,75 и 0,01 %, см. табл. 6.2а). Вместе с тем, в некоторых пластах алевролитов и мелкозернистых песчаников отмечается локальный или развитый по всему слою сидеритовый цемент, а содержания  $Fe$  и  $Mn$  (соответственно 7,26 и 0,33 %) в них во много раз выше, чем в песчаниках с бескарбонатным цементом (0,98 и 0,01 %).

В нижнегибгитских песчаниках по сравнению с аллювиальными песчаниками хумаринской свиты возрастает концентрация таких элементов, как  $Ti$ ,  $P$ ,  $Cr$ ,  $V$ ,  $Cu$ , причем первые три приближаются

**Таблица 6.2а.** Содержание химических элементов в породах восточной части Лабино-Малкинской СФЗ (бассейн р. Баксан, разрез по р. Тызыл)

<i>C<sub>орг</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ti</i>	<i>P</i>	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>V</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Pb</i>	<i>Ga</i>	<i>Ge</i>	<i>Mo</i>	Число образцов	Порода
<i>Хумаринская свита</i>																
<i>пачка аргиллитов</i>																
4,67	0,08	0,87	0,003	0,68	0,003	83	31	149	27	<10	27	46	2,7	3,7	6	Аргиллиты
<i>пачка конгломератов – песчаников</i>																
1,87	нет	1,11	нет	0,93	0,01	220	38	500	63	<10	60	67	4,8	0,5	1	Аргиллиты
нет	7	6,75	0,18	2,12	0,26	88	76	142	54	53	24	23	1,5	2,2	1	Песчаники
нет	нет	1,15	нет	0,69	0,004	50	18	100	<13	<10	18	27	2	1,5	1	Песчаники
<i>пачка аллювиальных песчаников</i>																
нет	нет	1,12	нет	0,13	0,006	37	<10	35	<13	<10	18	14	<1,5	1,5	3	Песчаники
<i>Джигиатская свита</i>																
<i>нижнегигитские слои</i>																
0,39	0,05	2,68	0,02	0,56	0,006	90	47	119	40	16	28	31	2,2	<1,5	5	Аргиллиты
0,25	нет	1,75	0,01	0,51	0,05	102	35	120	40	12	22	28	2	1,6	3	Алевритистые аргиллиты
нет	0,18	0,98	0,01	0,49	0,06	98	17	77	26	9	18	15	1,5	<1,5	5	Мелкозернистые песчаники и алевролиты
0,26	9,84	7,26	0,33	0,49	0,05	107	28	94	27	11	15	13	<1,5	<1,5	4	Мелкозернистые песчаники и алевролиты с карбонатным цементом
<i>верхнегигитские слои</i>																
нет	2,4	2,09	0,05	0,39	0,05	73	18	84	26	8	18	15	1,5	<1,5	2	Песчаники
0,4	0,22	4,46	0,04	0,53	0,04	78	42	125	36	20	15	27	1,75	<1,5	2	Глинистые алевролиты
0,31	6,25	24,58	0,49	0,38	0,15	70	33	198	28	29	14	21	1,75	<1,5	1	Алевролит с карбонатно-железистым цементом и оолитами
<i>баксанские слои</i>																
0,03	6,25	7,00	0,09	0,42	0,06	68	31	146	23	21	14	15	<1,5	<1,5	1	Алевролит с карбонатным цементом
0,52	12,46	28,29	0,77	0,44	0,25	79	56	262	45	34	19	15	<1,5	<1,5	11	Породы, обогащенные Fe (Fe > 10 %)
0,47	0,57	5,59	0,04	0,51	0,05	76	46	144	34	18	24	28	1,89	1,5	15	Аргиллиты
<i>Джорская свита</i>																
0,69	0,54	3,95	0,04	0,54	0,05	68	44	132	33	15	29	27	1,8	1,71	12	Аргиллиты, в различной степени алевритистые
0,2	13,17	4,16	0,27	0,3	0,06	35	27	58	21	10	25	14	1,5	2,78	3	Мелкозернистые песчаники и алевролиты с карбонатным цементом
<i>Аргиллиты морских отложений</i>																
0,54	-	4,52	0,037	0,53	0,52	75	48	136	34	16	27	28	1,9	1,71		
<i>Коэффициенты концентрации элементов в аргиллитах континентальных отложений</i>																
8,6	-	0,19	0,08	1,28	0,058	1,11	0,67	1,1	0,79	0,63	1	1,64	1,42	2,5		
<i>Кларки элементов в аргиллитах по данным:</i>																
<i>А.П. Виноградова [Виноградов, 1962]</i>																
1	-	3,33	0,067	0,45	0,077	100	95	130	57	20	20	30	2	2		
<i>К.К. Турекьяна и К.Х. Ведеполья [Turekian, Wedepohl, 1961]</i>																
-	-	4,72	0,85	0,46	0,07	98	68	130	45	19	20	19	1,8	2,8		

*Примечание.* В таблице приведены как средние значения содержаний элементов в породах разных стратиграфических интервалов, так и содержания элементов в нескольких индивидуальных образцах; содержания *C<sub>орг</sub>*, *CO<sub>2</sub>*, *Fe*, *Mn*, *Ti* и *P* приведены в %, остальных элементов – 10<sup>-4</sup> %.

**Таблица 6.26.** Содержание химических элементов в породах восточной части Лабино-Малкинской СФЗ (бассейн р. Баксан, разрез по р. Тызыл),  $10^{-4}\%$

<i>Свита (пачка, слой), из которой отбирался образец</i>	<i>Zn</i>	<i>Zr</i>	<i>Rb</i>	<i>Y</i>	<i>Nb</i>	<i>Число образцов</i>	<i>Порода</i>
<i>Хумаринская свита:</i>							
пачка аргиллитов	62	289	164	51	31	3	Аргиллиты
пачка конгломераты - песчаники	45	179	65	41	20	2	Песчаники
пачка аллювиальных песчаников	30	40,9	19	10	5	1	Песчаники
<i>Джигиатская свита:</i>							
нижнегигитские слои	122	205	136	38	16	2	Аргиллиты
	не опр.	463	59	31	5,6	3	Песчаники
верхнегигитские слои	61	432	66	31	12	2	Песчаники
баксанские слои	109	192	116	30	13	4	Аргиллиты
	107	182	113	35	13	5	Аргиллиты
<i>Джорская свита</i>							
	43	48	65	17	5	1	Песчаники
	117	92	56	25	5	1	Алевролиты с карбонатным цементом
Аргиллиты морских отложений	110	190	118	34	14	-	
Коэффициенты концентрации элементов в аргиллитах континентальный отложений	0,57	1,52	1,38	1,51	2,19		
<i>Кларки элементов в аргиллитах по данным</i>							
А.П. Виноградова [Виноградов, 1962]	80	200	200	30	20		
К.К. Турекьяна и К.Х. Ведеполя [Turekian, Wedepohl, 1961]	95	160	140	26	11		

**Таблица 6.3.** Химический состав глинистых пород в разрезе по р. Тызыл, %

<i>№ обр.</i>	<i>SiO<sub>2</sub></i>	<i>TiO<sub>2</sub></i>	<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	<i>FeO</i>	<i>MnO</i>	<i>CaO</i>	<i>MgO</i>	<i>Na<sub>2</sub>O</i>	<i>K<sub>2</sub>O</i>	<i>H<sub>2</sub>O<sup>+</sup></i>	<i>H<sub>2</sub>O<sup>-</sup></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>C</i>	<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	<i>Сумма</i>
<i>Хумаринская свита</i>																
541	52,04	1,11	25,88	0,31	1,77	Нет	0,7	0,66	0,22	2,9	6,11	0,78	Нет	4,3	Сл.	100,07
<i>Джигиатская свита:</i>																
<i>нижнегигитские слои</i>																
186	55,98	0,99	20,91	5,87	1,12	0,04	0,8	2,2	0,77	3,8	5,72	1,41	Нет	0,8	0,11	100,5
<i>баксанские слои</i>																
160	55,04	1,29	21,62	4,14	3,02	0,07	1,4	2,02	0,68	3,02	6,28	1,37	Нет	0,4	0,05	100,36
<i>Джорская свита</i>																
536	63,91	0,74	16,62	1,24	3	0,04	1,9	1,56	1,35	3,78	3,03	0,58	0,45	0,5	0,09	99,97

по содержанию к глинистым породам. Обособленно ведет себя Zr, количество которого существенно увеличивается, обнаруживая именно в мелкозернистых песчаниках наибольшие концентрации ( $463 \cdot 10^{-4}\%$ , см. табл. 6.26). Распределение по породам остальных элементов здесь упорядоченное – в аргиллитах их содержится больше, чем в песчаниках.

Для верхнегигитских слоев, представленных в основном полевошпатово-кварцевыми песча-

никами, характерны преимущественно невысокие концентрации элементов, но как и в нижнегигитских слоях, содержания их заметно больше, чем в хумаринских аллювиальных отложениях. В этих песчаниках также отмечены высокие содержания Zr ( $432 \cdot 10^{-4}\%$ , см. табл. 6.26).

В разрезе верхней половины верхнегигитских слоев появляются карбонатно-глинистые пласты с железистыми оолитами, заключающие перемытые конкреции. В карбонатно-глинистой

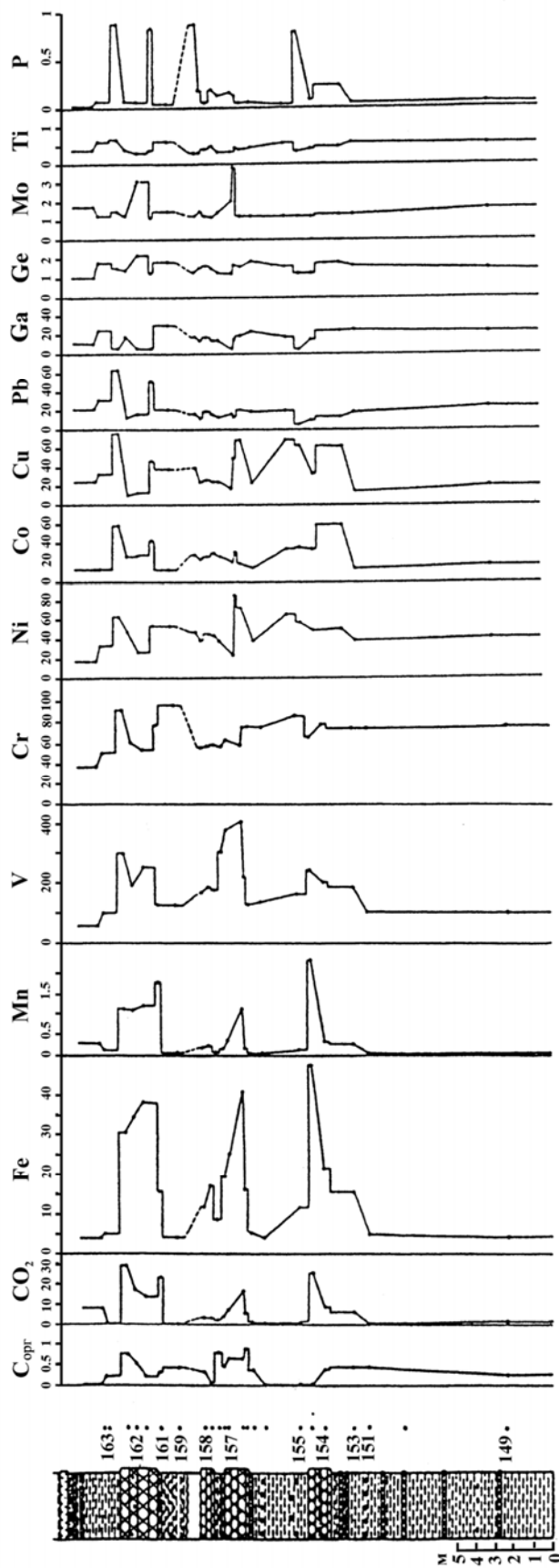


Рис. 6.2. Литологическая колонка нижней части ааленской толщи разреза р. Тызыл (бассейн р. Баксан) и распределение химических элементов в породах  
Условные обозначения см. на рис. 6.1

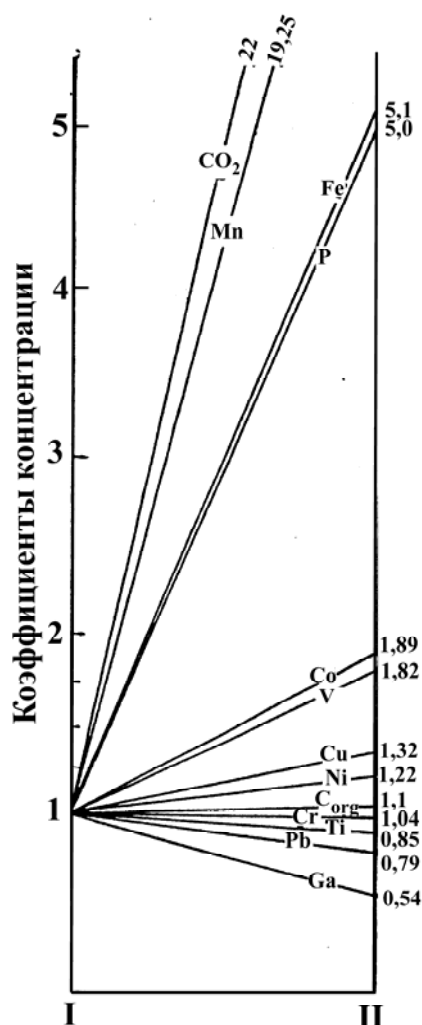


Рис. 6.3. Диаграмма коэффициентов концентрации химических элементов в железорудных горизонтах (II) по отношению к вмещающим их аргиллитам (I)

массе с оолитами существенно увеличивается содержание Fe (до 25%), а также возрастают концентрации Mn – 0,19, P – 0,15, V –  $198 \cdot 10^{-4}$ , Co –  $29 \cdot 10^{-4}$ % (см. табл. 6.1, 6.2a).

Баксанские слои в связи с залеганием в них пластов, сложенных железистыми оолитами, резко выделяются на фоне всего юрского разреза (см. рис. 6.1, 6.2). Для этих горизонтов характерна также повышенная карбонатность (CO<sub>2</sub> достигает 30%). На рис. 6.2 показано распределение элементов для основной части этого интервала в пересчете на бескарбонатное вещество (и в увеличенном масштабе).

Пласты с оолитами выделяются прежде всего повышенным (в среднем 28%) содержанием Fe (см. табл. 6.1, 6.2a), т.е. Fe здесь является одним из ведущих породообразующих компонентов. Как

видим (см. рис. 6.1, 6.2), распределение Fe в пластах неравномерно, что согласуется с отмечавшимся выше их неоднородным строением, с прихотливым распределением оолитов в породе. Fe в основном входит в состав гидрогетита, гетита, сидерита, шамозита, аморфных гидроксидных соединений, роль сульфидных минералов незначительна. Высокие концентрации Fe во многом определяют геохимические особенности этих пластов: содержание некоторых элементов здесь также повышено (см. табл. 6.1, 6.2a), прежде всего это касается Mn (0,77%) и P (0,25%). Несколько в меньшей степени, но также вполне отчетливо происходит увеличение концентрации V, кривая распределения которого в целом повторяет кривую распределения Fe. На рис. 6.3 показано, как ведут себя элементы при переходе от вмещающих аргиллитов к оолито-содержащим пластам; для последних указаны коэффициенты концентрации (КК) элементов. По величине КК к V близок Co, несколько меньше величины коэффициента у Cu и Ni. Отметим, что отдельные определения указывают на повышение в пластах с оолитами содержания церия ( $90-120 \cdot 10^{-4}$ %) по сравнению с вмещающими аргиллитами ( $54 \cdot 10^{-4}$ %). Другие элементы (Ti, Pb, Cr, Ge, Ga) слабо реагируют на обогащение пород железом. Относительно тонкие (первые дециметры) глинисто-карбонатные слои с оолитами, а также горизонты конкреционных конгломератов (цементирующая масса), не показанные на графике распределения элементов, по геохимическим особенностям схожи с более мощными пластами.

Аргиллиты баксанских слоев не выделяются геохимическими аномалиями: сравнение содержания в них элементов со средними содержаниями элементов в морских глинистых отложениях (см. табл. 6.1) показывает, что они близки между собой. Небольшое увеличение количества Fe в аргиллитах (5,59%) не оказывает влияния на концентрацию в них других элементов. Состав породообразующих компонентов баксанских аргиллитов сходен с составом аргиллитов других частей джигиатской свиты (см. табл. 6.1, 6.2).

В отложениях *джорской* свиты (байос), в отличие от залегающих ниже толщ, прослеживается относительно равномерное распределение элементов (см. рис. 6.1). Содержание элементов в глинистых породах свиты весьма близко к средним значениям для морских отложений (см. табл. 6.2a); отметим только относительное увеличение содержания Mo. Часто присутствующая в аргиллитах алевритовая кварцевая примесь сказывается на повышении количества SiO<sub>2</sub> (см. табл. 6.3, обр. 536) и соответственно на уменьшении других компонентов.



Для залегающих в толще маломощных (сантиметры и первые дециметры) песчаных пластов характерно увеличение карбонатности по сравнению с вмещающими аргиллитами (см. табл. 6.1, 6.2) – развитие кальцитового и сидеритового цемента. В связи с этим в некоторых из них происходит увеличение количества Fe и Mn, а также относительный рост содержания Mo. Других элементов в песчаниках содержится меньше, чем в аргиллитах.

Многие процессы, контролировавшие формирование геохимического облика пород юрского терригенного комплекса Северного Кавказа, проявились во время образования отложений Лабинно–Малкинской СФЗ, поэтому целесообразно их здесь рассмотреть и использовать в дальнейшем для сравнения с отложениями других районов.

### **Факторы, контролировавшие геохимические особенности отложений.**

Различия в условиях образования разных частей ниже- и среднеюрской толщи в значительной степени обусловили специфику распределения элементов в разрезе восточной части Лабинно–Малкинской СФЗ. Если в одних случаях накопление и захоронение осадков не сопровождалось их существенной переработкой, и отложения в основном наследовали состав осаждающегося материала, то в других – геохимический облик пород формировался под воздействием постседиментационных процессов.

Распределение элементов в отложениях хумринской свиты определялось сочетанием различных факторов. Как было показано выше, аргиллитам из основания разреза присущи аномально высокие содержания  $C_{орг}$ , что связано с накоплением и захоронением растительного материала в условиях зарастающих озер и болот. Напротив, такие элементы, как Fe, Mn, P и  $CO_2$  содержатся в минимальных количествах. Однако первоначально (до диагенетического перераспределения) содержание этих элементов в осадках было иное. Об этом, например, свидетельствует то обстоятельство, что в одновозрастных отложениях других разрезов встречаются глинистые прослои, накапливавшиеся не в застойных водоемах с очень небольшим количеством  $C_{орг}$ , в которых диагенетические процессы протекали вяло и перераспределения компонентов осадка в заметных масштабах не происходило; соответственно содержания Fe, Mn, P близки к кларковому уровню.

В озерно-болотных осадках обилие реакционноспособного ОВ обусловило интенсивную диагенетическую переработку осадочного материала. Разложение ОВ, восстановление оксидных форм

Fe и Mn и перевод в легкоподвижную бикарбонатную форму создавали предпосылки к их перераспределению. Однако если бы в перераспределение вовлекалось только то железо, которое было сорбировано глинистыми частицами, а также принесено в виде самостоятельных гидроксидных частичек, количество его в породе не опустилось бы до таких низких содержаний. Очевидно, в осадках плинсбахских континентальных водоемов возникла особая обстановка, обусловившая существующую картину. Известно, например, что во многих современных болотах и озерах для иловых вод характерна существенно кислая среда [Лукашев и др., 1971, Ковалев, 1985]. По всей видимости, аналогичная ситуация была при накоплении рассматриваемых отложений. В результате большая часть железосодержащих силикатных минералов растворялась, высвобождая при этом железо и ряд других катионов, которые могли перераспределяться, стягиваться в конкреции или диффундировать в наддонную воду, удаляясь из осадка. Как видно из табл. 6.1, 6.3 (обр. 541), для аргиллитов из основания разреза, помимо низких содержаний Fe, Mn, P и  $CO_2$ , характерны также малые количества CaO, MnO,  $Na_2O$ . Энергичный вынос катионов из осадка в диагенезе приводил к преобладающему развитию аутигенного каолинита, кроме которого в породе встречается только примесь гидрослюда.

Вывод о разрушении в диагенезе терригенных компонентов осадка подтверждается исследованиями четвертичных отложений. Динамика преобразования глинистых минералов в современных торфяниках Рионского межгорного прогиба была детально рассмотрена П.П. Тимофеевым и Л.И. Боголюбовой [Боголюбова, Тимофеев, 1969; Тимофеев, Боголюбова, 1972]. Они показали, что в диагенезе в торфяниках в условиях кислой среды в погружающихся осадках постепенно исчезают смектиты и хлорит, одновременно увеличивается содержание каолинита и иногда появляется свободный кремнезем, образующийся в процессе разрушения силикатных минералов. Причем высвобождающиеся при растворении минеральной составляющей осадка Fe и Mg переходят в растворенное состояние, обогащая иловую воду.

В плинсбахских отложениях судьба Fe, Mn, Ca, Mg была различной в зависимости от характера водоема, и в частности от насыщения иловых и наддонных вод углекислотой. Если перепад концентраций углекислоты с глубиной в осадке был достаточно велик, то происходило осаждение  $FeCO_3$  и входивших в него изоморфно Ca, Mg, Mn в приповерхностных зонах ила с образованием карбонатных прослоев и конкреций [Гаврилов, 1982]. Если же раздел осадок – над-

донная вода не был существенным препятствием для диффундирующих бикарбонатов, то они уходили из ила и рассеивались. Таким образом, в любом из этих случаев глинистые осадки оказывались обедненными рядом компонентов.

На поведение некоторых элементов в обогащенных ОВ отложениях не могло не оказать влияния вхождение их в состав металлоорганических соединений. Так, например, как показано В.Е. Свенсоном с соавторами [Swanson et al., 1966], такие элементы, как Fe, Mn, Co, Ni, Mo, Cu, Pb, Zn, V, Ag образуют соединения с гуматами. Большинство этих элементов составляют группу с пониженными концентрациями в хумаринских аргиллитах. Можно предположить, что их перераспределению в осадках способствовало образование воднорастворимых металлоорганических соединений.

Для ряда элементов (Ga, Ge, Mo, Ti, Zr, Rb, Y, Nb) отмечены относительно повышенные содержания. Некоторые из них, видимо, связаны с обогащающим породу растительным ОВ, хотя из них только Ge обнаруживает тенденцию к концентрации в угольных пластах ( $5,7 \cdot 10^{-4} \%$ ). Следует отметить, что и для других районов для углей хумаринской свиты характерны высокие содержания Ge. Так, на Хумаринском каменноугольном месторождении концентрации Ge в углях в 10–15 раз превышают их содержания в аргиллитах (иногда достигают 1 % на золу) [Ратынский, 1946]. Формы нахождения остальных элементов однозначно определить трудно. Аргиллиты содержат алевритовую примесь, в составе которой встречаются зернышки полевых шпатов, акцессорных и рудных минералов и др. Однако алевритового материала в породах мало, и вряд ли такое его количество может повлиять на содержание элементов. Нам представляется, что алевритовая примесь первоначально была более обильна, но в специфических условиях плинсбахских континентальных водоемов под воздействием агрессивных иловых вод зерна минералов растворялись (следы коррозии и растворения встречаются часто). Одни компоненты разрушавшихся минералов выносились в наддонную воду, другие, среди которых находились элементы рассматриваемой группы, фиксировались в осадке в сорбированном виде на глинистых частицах или ОВ либо образовывали микровыделения аутигенных минералов.

Грубозернистые отложения хумаринской свиты различны по происхождению: пачка конгломераты – гравелиты – песчаники рассматривается как делювиально-пролювиальные отложения, а вышележащая пачка песчаников – как аллюви-

альные. Соответственно породы этих пачек отличаются по геохимическому облику. Пестрое, неупорядоченное распределение элементов в пробах пачки конгломератов (см. рис. 6.1) обусловлено плохой сортированностью пород. Носителями Fe, Ti, Ni, Co, Cu, которые образуют здесь иногда повышенные концентрации, являются титаномагнетит, магнетит, сфен и другие минералы, прихотливо распространенные в породе и образующие местами скопления. Неудивительно, что именно для «рудных» элементов характерны высокие содержания, поскольку отложения этой пачки являются непосредственными продуктами разрушения пород доюрского фундамента, содержащих полиметаллические рудопоявления и рудные минералы. Важно подчеркнуть существенное влияние местных источников материала при формировании базальных горизонтов разреза юрской толщи, что, как увидим далее, являлось общей закономерностью для бассейна.

Аллювиальные полевошпат-кварцевые песчаники хумаринской свиты гораздо лучше отсортированы. Носителями элементов в речных осадках являлись полевые шпаты и сравнительно многочисленные акцессорные минералы. Равномерное обогащение этими минералами пород обусловило однообразный характер распределения элементов в песчаниках, что указывает на сходные в целом условия формирования всех частей пачки. Преобладание кварцевого материала в аллювиальных отложениях привело к общему низкому фону содержания элементов.

Своеобразный характер распределения элементов в хумаринской свите определили в основном два обстоятельства: во-первых, то, что отложения толщи представляли собой в той или иной степени измененные продукты разрушения преимущественно местных пород доюрского фундамента (с повышенными содержаниями многих элементов); во-вторых, осадки (прежде всего глинистые), накопившиеся в специфических условиях и значительно обогащенные растительным ОВ, подверглись активной диагенетической переработке, в результате чего первоначальный геохимический облик отложений существенно изменился.

Переход к морским отложениям джигитской свиты сопровождается появлением в целом упорядоченного распределения элементов в толще. Однако в нижнеджигитских слоях эта закономерность осложняется тем, что общее содержание Fe и Mn в глинистых породах понижено (соответственно 2,68 и 0,02 %, см. табл. 6.1, 6.2а) по сравнению с «местным кларком»; в то же время в некоторых песчаниках наблюдается увеличение коли-

чества этих элементов, сопровождающееся ростом карбонатности породы. Такая картина возникла в результате постседиментационного перераспределения веществ в осадках. Для аргиллитов этой толщи характерно обилие сидеритовых конкреций, часто образующих значительные скопления. Хотя в настоящее время содержание  $S_{орг}$  в глинистых породах невелико, судя по количеству аутигенного сидерита, первоначально в осадках было гораздо больше  $ОВ$ , на что, в частности, указывают остатки многочисленного растительного мелкого детрита. В диагенетическое перераспределение вещества вовлекались  $Fe$ ,  $Mn$ ,  $P$  и, возможно, некоторые малые элементы. Перераспределение не только сводилось к стягиванию сидерита в конкреции, но и осуществлялась также активная миграция бикарбонатов  $Fe$  (и  $Mn$ ) в пласты песчаников и алевролитов, где либо возникали локальные зоны карбонатной цементации (часто в виде стяжений в приконтактных с глиной зонах), либо, в случае малой мощности пласта происходила его сплошная карбонатизация. В пользу того, что миграция бикарбонатов из глинистых отложений в песчаные началась еще в раннем диагенезе говорят находки сидеритовых стяжений, образовавшихся в песках и в дальнейшем изменивших свое первоначальное положение в результате размыва еще нелитифицированных осадков. Вместе с тем следует учитывать возможность карбонатизации песчаников на более поздних стадиях литогенеза. Как предполагает В.Н. Холодов [1983], этот процесс в катагенезе широко распространен в песчано-глинистых толщах вследствие гидролиза рассеянных в глинах карбонатов. Однозначно решить вопрос о том, на какой стадии осуществлялась постседиментационная карбонатизация грубозернистых пород, трудно; ее, видимо, следует рассматривать как суммарный эффект в основном диагенетической и отчасти катагенетической миграции вещества из уплотняющихся глин в песчанники.

В сидеритовых конкрециях нижнегигитской толщи нередко встречаются кристаллы галенита и сфалерита, что указывает на подвижность  $Pb$  и  $Zn$  в диагенезе; однако их незначительное перераспределение не сказывается на общем фоне содержания элементов в породе.

Повышенное содержание  $Zr$  в песчанниках джигиатской свиты ( $432-463 \cdot 10^{-4}\%$ , см. табл. 6.2б) связано в основном с цирконом, который является здесь одним из ведущих минералов тяжелой фракции [Безбородов, 1961]. Известно, что циркон, будучи устойчивым минералом, может концентрироваться в прибрежных песках и даже образовывать россыпи. Отмеченное повышение со-

держаний  $Zr$  в песчанниках подтверждает закономерную аккумуляцию циркона в крупноалевритовых и мелкопесчанистых породах. Такое распределение элемента отмечалось и в других стратиграфических интервалах Северного Кавказа [Холодов, Гаврилов, 1974].

Накопление отложений джигиатской свиты в условиях усиления гидродинамической активности водоема на фоне падения уровня моря приводило к возникновению размывов и образованию конкреционных конгломератов (преимущественно сидеритовых).

Геохимическая специфика седиментации в ааленское время в значительной степени определялась поступлением в осадки большого количества  $Fe$ , что влекло за собой накопление и ряда других элементов. Привнос железистого материала происходил неравномерно: периоды активной поставки  $Fe$ , когда образовывались железорудные пласты, сменялись этапами накопления глинистых осадков, незначительно обогащенных или с фоновыми содержаниями этого элемента (см. рис. 6.1, 6.2), т.е. поступление  $Fe$  носило пульсационный характер.

З.В. Тимофеева [1966], изучавшая ааленские отложения в смежном районе, расположенном к северо-западу от р. Тызыл, вслед за Н.Е. Ефремовым [1938] считала, что железо поступало в водоем из разрушавшихся кор выветривания Малкинского и других серпептинитовых массивов. Однако не все исследователи придерживаются этой точки зрения [Андронов, Ильина 1941]. Мы также рассматриваем Малкинский массив как наиболее вероятный источник  $Fe$ , поскольку он сравнительно близко (в 15 км к северу) расположен от района исследования и в связи с тем, что, бесспорно, в начале аалена имел место размыв кор выветривания во время эвстатического падения уровня моря.

Гидроксидный парагенез железистых минералов (гидрогетит-гетит-гематитовый), как справедливо заметила З.В. Тимофеева, является вторичным [Тимофеева, 1966]. Первоначально оолиты были в основном шамозитового состава. Выше отмечалось брекчиевидное строение железорудных пластов, неравномерное распределение в них оолитов, включений перемытых конкреций, свидетельствующих о накоплении этих отложений в условиях активного гидродинамического режима, сопровождавшихся перемывами. Нам представляется, что формирование оолитов, очевидно, происходило не непосредственно на месте их захоронения, а в областях, более приближенных к источнику  $Fe$ , то есть к прибрежной части Малкинского массива. В дальнейшем

течениями, в связи с усиливавшейся на фоне падения уровня моря гидродинамической активностью оолиты и продукты разрушения переотлагались. В процессе перемыва образовались агрегаты из нескольких оолитов, окруженных одной оболочкой: одновременно происходило окисление минералов, возникших в восстановительных условиях осадка. На перемыв оолитов указывают также их фрагменты, обломки, нередко встречаемые в аргиллитах. Лишь в единичных слоях отмечаются шамозитовые оолиты хорошей сохранности, возникшие *in situ*. То, что в разрезе встречаются как гётитовые, так и шамозитовые оолиты, причем последние хорошей сохранности, свидетельствует об образовании гидроксидного парагенеза минералов на стадии накопления осадков, современные же гипергенные процессы в окислении играли резко подчиненную роль.

Во время транспортировки оолиты, очевидно, сорбировали некоторое количество ОВ, которое обусловило в железорудных пластах течение диагенетических процессов: в осадке, богатом Fe, возникал пирит, замещавший отдельные оолиты или образывавший самостоятельные выделения. Растворение многочисленных остатков карбонатных раковин, а также появление в осадке  $Fe^{2+}$  привело к развитию сидерит-кальцитового цемента.

С захороняющимся ОВ, обильным биогенным детритом, а в основном, видимо, в сорбированном виде с гидроксидными соединениями Fe в осадок поступал фосфор, содержание которого в железорудных пластах (особенно с карбонатным цементом) превышает концентрации в аргиллитах примерно в 5 раз. Марганца в рудных пластах на порядок больше, чем в глинистых породах; распределение его практически схоже с распределением железа.

До некоторой степени современным аналогом ааленских железистых отложений могут служить богатые Fe осадки внешнего континентального шельфа восточного побережья Австралии [Marschall, 1983]. Этот автор также отмечает обогащение железистых осадков Mn и P, причем накопление последнего не связывает с апвеллингом. Оолиты сложены шамозитом и преимущественно гётитом, который, как и в нашем случае, по мнению Дж.Ф. Маршалла, возник в результате окисления шамозита.

Как видно из рис. 6.1, 6.2 накопление Fe сопровождалось увеличением содержания в железорудных горизонтах V и Co. Причем V обнаруживает хорошую корреляцию с Fe – кривые их распределения во многом повторяют друг друга. В то же время Co, хотя и концентрируется в этих

горизонтах, но в меньшей степени следует за флуктуациями содержаний Fe. Остальные элементы в железорудных пластах накапливаются незначительно (Ni, Cu) или остаются на том же уровне, что и в аргиллитах (Pb, Ti, Cr), а для Ga отмечается рассеяние.

З.В. Тимофеева [1966] указывала, что в разрезе аалена плато Бечасын с увеличением железистости пород происходит рост содержаний Ni, Cr и V, а содержание Co и Cu не зависит от этого фактора. Накопление в рудах Ni и Cr связывалось с первоначально высокими концентрациями этих элементов в корах выветривания малкинских серпентинитов, а низкое содержание Co (элемента, также характерного для массива) объяснялось его рассеянием в процессе миграции осадочного материала. Таким образом, в Бечасынском и Тызыльском разрезах наблюдаются разные тенденции в накоплении Ni, Cr и Co. Вместе с тем, некоторые различия в геохимических особенностях железорудных горизонтов, несмотря на относительно небольшое (30–35 км) расстояние между разрезами, вполне объяснимы. По нашему мнению, это связано прежде всего со сложной судьбой железистого материала, который от момента разрушения коры выветривания до его окончательного захоронения претерпел различные трансформации: образование в слабовосстановительных условиях из гидроксидов Fe шамозитовых оолитов, перемыв и окисление, повторное захоронение, диагенетические преобразования и т.п.

Что касается V, то этот элемент в обоих случаях показывает четкую тенденцию к накоплению вместе с Fe. По нашим данным, V обогащает пласты с железистыми оолитами во многих местах, в том числе и в дагестанских разрезах. Известно, что гидроксиды Fe активно сорбируют V из морской воды [Холодов, 1968], что и следует считать основной причиной обогащения этим элементом железорудных горизонтов.

По сравнению с вмещающими аргиллитами в оолитсодержащих пластах в 1,5–2 раза увеличивается содержание Se (соответственно 40–60 и  $90-120 \cdot 10^{-4} \%$ ), что отмечалось для аналогичных горизонтов и других районов Северного Кавказа [Тимофеева, Балашов, 1972]. Поскольку в разрезе Se концентрируется только в этих пластах, очевидно, следует связывать его поступление в осадок также с гидроксидными соединениями Fe.

Глинистые породы, вмещающие оолитовые пласты, близки по содержанию элементов к морским аргиллитам остальной части разреза, за исключением несколько повышенных концентраций Fe (5,59 %, см. табл. 6.1, 6.2a). В глинистых осад-

ках в диагенезе осуществлялось активное конкреционное образование, в результате чего возникли многочисленные стяжения смешанного сидерит-кальцитового состава с повышенным содержанием Р. Фосфор поступал в осадки вместе с ОВ, а также с дополнительными порциями Fe, и первоначальное его содержание, очевидно, несколько превышало кларковый уровень.

Как показывают исследования современных осадков, десорбция Р происходит при смене окислительных условий восстановительными; обогащение иловых вод этим элементом идет также за счет распада ОВ [Батулин, 1978]. Аналогичная картина существовала, очевидно, и в осадках ааленского водоема: при этом на ранних этапах диагенеза Р вместе с карбонатами стягивался в конкреции. По сравнению с вмещающими аргиллитами в конкрециях фосфор концентрируется в несколько десятков раз. На плато Бечасын в ааленских аргиллитах содержание Fe выше, соответственно в осадках изначально присутствовало больше Р, который сильнее обогатил и конкреции (Р до 14 %). Стяжения, образовавшиеся в осадках ааленского водоема, выделяются в разрезе ниже- и среднеюрских отложений повышенной известковистостью (см. табл. 9.1). Карбонатность же аргиллитов баксанских слоев, как и других стратиграфических интервалов, низкая. Однако первоначально в осадках, видимо, присутствовало больше рассеянного биогенного карбоната, который в диагенезе растворился и стянулся в конкреции (см. табл. 6.2а).

В байосское время образование отложений джорской свиты этого разреза происходило в существенно более мористых условиях, чем в тоаре и аалене. Равномерное и относительно спокойное накопление глинистых и алевритистоглинистых осадков лишь изредка прерывалось поставкой мелкозернистого песчаного материала, слагавшего отдельные пласты и пачки. Такие условия седиментации обусловили довольно равномерное распределение всех изученных элементов. В относительно глубоководной части водоема перемешивание осадков илоедами и волнением проявилось в меньшей степени и ОВ «сгорало» не так активно, как в глинах джигитской свиты. В результате байос-батские отложения содержат несколько больше  $C_{орг}$ , чем тоар-ааленские; с этим, видимо, связано некоторое увеличение в них количества Мо.

В илах байосского водоема диагенетические процессы протекали с умеренной интенсивностью: на ранних стадиях диагенеза образовывался пирит, затем сидерит (см. табл. 9.1, обр. 524–536), в дальнейшем в частично уплотненных

осадках местами возникали крупные известковые линзы (обр. 530-к) – некоторые с текстурой *cone-in-cone*, заключающие в себе все другие аутигенные новообразования. Как и в нижегигитских слоях, миграция бикарбонатов Са, Fe и Mn из глин в маломощные пласты песчаников, обусловила развитие в них кальцит-сидеритового цемента; одновременно песчаники обогащались Mn, входившим в качестве изоморфной примеси в карбонаты. Остальные элементы распределяются в аргиллитах и песчаниках упорядоченно.

Образование в батское время континентальной, местами угленосной свиты Сарыдюз завершало среднеюрский этап осадконакопления. Обогащенность отложений свиты остатками реакционноспособного растительного ОВ обусловило развитие интенсивных диагенетических процессов: в алевролитах и песчаниках возникли многочисленные сидеритовые стяжения, что придало пластам полосчатый облик. В алевролитах с линзочками углистого вещества образовывались сульфиды Fe, Pb и Zn, которые концентрировались в виде частых стяжений в тонких (0,1 м) прослоях песчаников, похожих на сульфидоносный песчаный слой в угленосных аргиллитах хумаринской свиты. Диагенетическое перераспределение вещества, и в частности, участие в этом процессе таких элементов, как Fe, Са, Mn, Pb, Zn в значительной степени определило современный геохимический облик отложений.

Как видим из приведенных данных, в разрезе ниже- и среднеюрских отложений на общем фоне особенно четко выделяются три интервала: это аргиллиты хумаринской свиты, алевритистые глины нижегигитских слоев и часть баксанских слоев с горизонтами железистых оолитов. В этих случаях содержания ряда элементов в породах существенно отличаются от кларковых. Фациальные условия при формировании геохимического облика отложений играли неравноценную роль. Как было показано, хумаринские аргиллиты образовались в специфической обстановке пресноводных водоемов осадконакопления и под воздействием интенсивных постседиментационных преобразований. Здесь фациальные условия явились решающим фактором в создании литолого-геохимических особенностей отложений. То же относится и к нижегигитским отложениям, которые формировались уже в морских обстановках, но под очень сильным влиянием диагенетических процессов.

В аалене на протяжении всего периода накопления баксанских слоев существовала в целом сходная обстановка седиментации, характеризовавшаяся, конечно, своими индивидуальными

чертами. Однако на некотором этапе, связанным с регрессией моря, однообразность осадконакопления глинистой толщи была нарушена действием сравнительно краткосрочного, но мощного фактора – поставкой железистого материала из разрушавшихся кор выветривания. Причем геохимический облик железорудных горизонтов носил как унаследованный характер, возникший еще в корах выветривания (разрез плато Бечасын) [Тимофеева, 1966], так и приобретенный во время переноса материала в водоеме (сорбция V, P и, видимо, частичная потеря Ni, Cr); второстепенное значение в распределении элементов в этом случае имели диагенетические процессы [Гаврилов, Лубченко, 1985]. В последующем продолжалось накопление тех же глинистых илов, предшествовавшее «железорудному периоду». Как видим, в этом случае фациальные условия района осадконакопления в формировании геохимического облика толщи играли подчиненную роль.

Сравнение по разрезу состава глинистых отложений показывает, что в целом однообразное содержание элементов в морских аргиллитах джигитской и джорской свит сменяется в породах хумаринской свиты пониженными концентрациями Fe, Mn, P (вплоть до исчезновения), Ni, Co, Zn, Cu, Ca, Na, CO<sub>2</sub> (карб), и, напротив, повышенными – C<sub>орг</sub>, Ti, V, Ge, Ga, Mo, Zr, Rb, Nb. Такая геохимическая специфика аргиллитов, с одной стороны, характеризует особенности регионального осадконакопления, а с другой – отражает общие закономерности распределения элементов в однотипных породах. Интересные данные приведены в работе Г.А. Туртло [Tourtelot, 1964], изучившем распределение элементов (в несколько ином наборе, чем у нас) в меловых морских и неморских отложениях центральной части Северной Америки; причем континентальные аргиллиты подразделялись им на безуглеродистые (C<sub>орг</sub> < 1 %, среднее 0,2 %) и углеродистые (C<sub>орг</sub> до 17 %, среднее 2,13 %), морские аргиллиты – на прибрежные (C<sub>орг</sub> 0,6 %) и открытого моря (C<sub>орг</sub> 1,4 %). Приводимые Г.А. Туртло данные показывают, что по сравнению со всеми другими отложениями в углеродистых континентальных аргиллитах понижается содержание Ni, Co, Zn, Cu, V и Cr и, наоборот, отчетливо увеличивается концентрация Zr и незначительно Pb. Как видим, поведение таких элементов, как Ni, Co, Zn, Cu, Zr, аналогично отмеченному нами и, по всей вероятности, обусловлено сходством особенностей осадко- и породообразования в континентальных осадках с высоким содержанием растительного ОВ.

Некоторые сходные черты обнаруживаются и в распределении элементов в намюрских мор-

ских и континентальных черных сланцах Англии, изученных Д.А. Спирсом и М.А. Амином [Spears, Amin, 1981]: в морских сланцах наблюдается увеличение содержания Ni, Zn, Cu, Pb, V, а в континентальных – Zr и Mn (последний за счет сидерита) при сравнительно одинаковых концентрациях Co, Cr, Rb, Y. Обращает на себя внимание постоянная приуроченность Zr к континентальным черным аргиллитам.

Низкие содержания ряда элементов (Fe, Mn и др.) в озерно-болотных отложениях хумаринской свиты обусловлены прежде всего перераспределением и удалением их в условиях кислой среды из осадков, с извлечением даже из силикатных и других минералов. В морских отложениях, в которых по аналогии с современными осадками значения pH редко опускались ниже 7, не происходило такого активного разрушения терригенных минералов. В диагенетическое перераспределение вовлекались в основном элементы, сорбированные на поверхности глинистых частиц, ОВ и присутствовавшие в осадках в виде гидроксидных соединений. Протекавшая в илах морского водоема сульфатредукция обуславливала образование малоподвижных сульфидов, фиксируя ряд элементов в осадках.

Разные условия образования отложений привели к неравномерному распределению некоторых минералов в толще. Так, континентальные аргиллиты выделяются в разрезе преимущественно каолинитовым составом, что также отмечалось многими исследователями для других районов [Милло, 1968; Коссовская, Дриц, 1975; Lonnie, 1982, Spears et al., 1981 и др.]. Если гнезда и линзочки сульфидных минералов в хумаринских отложениях встречаются только в угольных пластах и в залегающем поблизости от них песчаном прослое, то в джигитских и джорских породах мелкие сгустки и стяжения сульфидов (в основном пирита) распространены весьма широко. Сидерит выступает как полифациальный минерал, встречающийся практически во всех типах отложений.

Характер распределения элементов как в песчаных породах, так и в глинистых, не остается постоянным в разрезе. Грубозернистым породам хумаринской свиты присуще неупорядоченное распределение элементов, т.е. в одних пробах их содержание выше, чем в глинистых породах, в других – ниже. Такое распределение вообще типично для плохосортированных континентальных отложений [Страхов и др., 1959]. Для джигитской и джорской свит в целом характерен упорядоченный тип распределения элементов. Однако эта картина иногда нарушается следст-

вие двух причин. Во-первых, постседиментационная миграция из глин в песчаники бикарбонатов Fe, Mn, Ca и одновременно Р обусловила повышение содержания этих элементов. Во-вторых, широкое распространение в мелкозернистых песчаниках джигитской свиты циркона привело к более чем двукратному увеличению количества Zr по сравнению с аргиллитами; в песчаниках концентрируется также и Cr, которого примерно столько же или даже больше, чем в аргиллитах [Гаврилов, Лубченко, 1985].

### Распределение элементов в J<sub>1-2</sub> отложениях западной части Лабино-Малкинской СФЗ

*Верийотская свита*, развитая в пределах западных частей Лабино-Малкинской СФЗ, геохимически выделяется по ряду параметров. В изученном разрезе свиты по р. Малая Лаба в её отложениях установлены очень высокие содержания Cr, достигающие  $4500 \cdot 10^{-4} \%$ , что почти на 1,5 порядка больше кларковых значений (см. табл. 6.1, обр. 1645–1655\*). Высоки здесь также содержания Ni, в несколько раз превышающие величину кларка; хотя и незначительно, но устойчиво возрастают концентрации Co. В некоторых образцах заметно, до 8–10 % увеличивается содержание Fe. Причем при переходе к отложениям вышележащей свиты содержание этих элементов довольно резко опускаются до нормальных фоновых значений.

Отмеченные геохимические особенности верийотской свиты также обусловлены геохимической спецификой местных источников осадочного материала. В этой части Северного Кавказа широко распространены серпентинитовые массивы. Палеогеографически они, видимо, представляли собой острова в относительно мелководном плинсбахском море, откуда сносились продукты разрушения серпентинитов. В составе последних присутствовали Cr-содержащие минералы, такие как хромовая шпинель и некоторые другие [Ренгартен, Старостина, 1956], что и приводило к обогащению морских осадков рядом элементов.

Как показали исследования юрских кор выветривания на Малкинском серпентинитовом массиве [Калганов, 1967], верхние охристые части этих кор обогащены Fe, Cr, Ni и отчасти Co. Причем они входят в состав Cr и Ni-содержащих минералов. Именно этот спектр элементов характерен для отложений верийотской свиты. В

позднем плинсбахе мощная трансгрессия обусловила резкий подъем уровня моря, которое перекрыло серпентинитовые массивы и поступление в водоем продуктов их разрушения прекратилось, а соответственно прекратилось обогащение морских осадков Cr, Ni, Co.

Помимо того, что отложения верийотской свиты в целом обогащены рядом элементов, в её основании на левобережье р. М. Лаба (плато Малый Бамбак) располагаются 2 железорудных горизонта. Нижний горизонт залегает непосредственно на контакте Т и J и представлен главным образом конгломератовой рудой, состоящей из обломков триасовых известняков, песчаников, ракушек, плотно сцементированных гидроксидами Fe; местами он замещается оолитовыми бобовыми рудами. Мощность горизонта от 0,5 до 4,8 м. Верхний горизонт, состоящий из 2–3 рудных пластов (суммарная мощность 0,3–1,3 м), залегает в 8–10 м над первым и представлен мелкооолитовой («икряной») рудной с просями сидерита [Яковлева, 1955].

Появление в основании юрской толщи этих железорудных горизонтов, несомненно, также связано с переотложением в самом начале трансгрессии материала из кор выветривания располагавшегося поблизости одного из серпентинитовых массивов. Причем следует отметить, что появление здесь 2 рудоносных уровней, свидетельствует в пользу неравномерности динамики развития трансгрессии: общий подъем уровня моря осложнялся флуктуациями более мелкого порядка и возникновением, помимо первого, ещё одного эпизода размыва кор выветривания серпентинитового массива.

Юрской терригенной толще, залегающей над верийотской свитой, присущ более ровный характер распределения элементов. Вместе с тем, следует отметить некоторые геохимические особенности этих отложений. Обращают на себя внимание отдельные уровни в верхнеплинсбахских и тоарских глинистых отложениях, обогащенные Fe в 1,5–2 раза по сравнению с кларком (см. табл. 6.1, обр. 1664-г, 1673–1675). В этих породах не содержится железистых оолитов, а Fe рассеяно по породе; при окислении возникает рыжеватый налет на поверхности аргиллитов. Очевидно, эпизодически железо продолжало поступать из кор выветривания серпентинитовых массивов в области глинистой седиментации. Вместе с тем, рост содержания Fe не сопровождался увеличением концентраций Cr, Ni и других элементов, сопутствующих материалу из кор выветривания. Впрочем, как уже было показано выше, эти элементы могли рассеиваться в процессе транспортировки осадочного материала.

\* Распределение образцов в разрезах показано на рис. 10.2

В кровле тоар-ааленского разреза по р. Уруп под песчанистыми известняками байоса залегает мало-мощный (несколько дециметров) железорудный горизонт со строматолитоподобной структурой и с содержанием Fe до 36 %. Однако в этом горизонте не наблюдается сколько-нибудь заметный рост содержания других элементов (за исключением V, см. табл. 6.1, обр. 1679-2г).

В верхнеплинсбахской – байосской части разреза в глинистых отложениях отмечается довольно устойчивое повышенное в 1,5–2 раза по сравнению с кларком содержание V.

Отметим также, что залегающие в байосской части разреза прослои пеплового материала, зачастую превратившегося в диагенезе в смектит, характеризуются пониженным содержанием в них малых элементов по сравнению с вмещающими отложениями (см. табл. 6.1, обр. 1686-тфп1, 1686-тфп2, 1688-тфп, 1689-тфп1, 1689-тфп2, 1690-тфп); только Mn на фоне роста карбонатности этих пород показывает рост содержания до 0,5 %, что связано с его раннедиагенетической миграцией в пепловые прослои из (скорее всего подстилающих) глинистых осадков.

При сравнении геохимических особенностей отложений Лабино-Малкинской и **Восточно-Балкарской СФЗ** (геохимически нами изучен опорный разрез по р. Эльсу, левому притоку р. Черек Безенгийский, табл. 6.4\*) обнаруживается много сходных черт, хотя имеется и ряд различий. Нижняя часть разреза – фытынские слои (нижний плинсбах) – в целом характеризуются очень низкими содержаниями большинства изученных элементов (обр. 334–342), что обусловлено преобладанием здесь продуктов разрушения кристаллических сланцев доюрского фундамента. Существующая картина распределения элементов подтверждает рассмотренную выше закономерность, а именно существенное влияние на геохимию осадков местных источников материала на начальных стадиях развития бассейна. Вместе с тем, в некоторых пластах отмечаются повышенные содержания  $S_{орг}$ , что связано с обильными остатками растительного материала, а также Pb, Ga, Ge. Однако прямой корреляции между  $S_{орг}$  и Ge не наблюдается.

Для вышележащих отложений – верхняя часть безенгийской (фараскатские и мизурские слои) и джигиатская свиты – поведение элементов схоже с таковым в тоарской части разреза Лабино-Малкинской СФЗ (разрез р. Тызыл) и в значительной мере обусловлено очень интенсивными процессами диагенетического сидеритообразо-

вания в глинистых отложениях (см. табл. 6.4, обр. 343–358).

Отличия обнаруживаются в ааленской части джигиатской свиты (баксанские слои). Там, где в низах этих слоев в Лабино-Малкинской зоне залегают горизонты оолитовых железняков, здесь обнаруживаются только несколько горизонтов конкреционных конгломератов и пространственно связанное с ними некоторое обогащение отдельных глинистых слоев Fe-оолитами. Напротив, в кровле баксанских слоев здесь появляется горизонт с увеличенным количеством карбонатного вещества, содержащий Fe-оолиты и с повышенным содержанием железа – 10–13 % (табл. 6.4, обр. 386–388, рис. 6.4). В этом горизонте увеличивается также содержание V и в незначительной степени Mn, P, Co, Ge.

Нам представляется, что по геологической ситуации аналогичный горизонт с железистыми оолитами должен был в конце ааленского времени образоваться на этом уровне и в Лабино-Малкинской СФЗ (восток), но был уничтожен эрозией перед началом байосской трансгрессии.

Отложения верхней части байосской толщи характеризовались устойчивостью, стабильностью обстановок осадконакопления, что отразилось на очень ровном фоне содержания почти всех элементов (см. табл. 6.4, обр. 707–714). Обращает на себя внимание повышенное содержание Mn в ряде образцов: если в нижней части байоса (табл. 6.5, обр. 393–399) это присуще только песчано-алевритовым прослоям и является результатом диагенетической миграции бикарбонатов Mn из глинистых пород, то в верхней части байоса содержание Mn повышено в глинистых породах и имеет, очевидно, первоначально седиментационную природу. Вместе с тем отметим, что в разновозрастных отложениях Лабино-Малкинской зоны эта тенденция не прослеживается.

Относительно небольшая мощность разреза  $J_{1-2}$ , присутствие в нем отложений, накопившихся в различных фациальных обстановках суши и морского шельфа и характеризующихся своеобразием геохимического облика, заметно отличают нижне- и среднеюрский разрез Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской зон Центрального Кавказа от мощных и относительно монотонных песчано-глинистых толщ, образовавшихся южнее – на северном борту юрского прогиба.

**Дигоро-Осетинская СФЗ** рассматривалась нами на примере разрезов у с. Лезгор, с. Фараскат, с. Фаснал (бассейн р. Урух), р. Ардон, р. Терек и его притока р. Суаргомдон; в качестве опорного разреза для детальных геохимических исследований был выбран разрез у с. Фаснал (табл. 6.5). Здесь

\* Распределение образцов в разрезе см. на рис. 10.3



Таблица 6.4. Содержание химических элементов в отложениях Восточно-Балкарской СФЗ

<i>№ обр.</i>	<i>S<sub>орг</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ti</i>	<i>P</i>	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>V</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Pb</i>	<i>Ga</i>	<i>Ge</i>	<i>Mo</i>
<b>Левобережье р. Черек Безенгийский, разрез по р. Эльсу</b>															
Безенгийская свита															
<i>фытыньские слои</i>															
334-г	<0,1	<0,1	0,74	следы	0,50	0,02	127	33	175	32	14	64	57	3,1	2,0
334-а	<0,1	2,10	5,49	0,10	0,58	не опр.	95	84	135	30	35	34	41	3,4	2,9
335-а	0,38	<0,1	1,50	<0,1	0,81	0,09	135	48	135	50	14	64	78	4,0	~1,5
704-г	0,77	<0,1	0,64	следы	0,31	0,03	11	<15	28	~10	5	63	70	1,9	<1,5
704-п1	<0,1	<0,1	0,43	<0,1	0,02	0,04	<10	<15	<5	13	<5	8	<10	1,5	1,5
704-п2	1,30	<0,1	0,21	следы	0,12	0,04	<10	<15	7	~10	~5	16	18	2,1	<1,5
338-п	1,42	<0,1	1,07	следы	0,07	0,006	10	<10	20	26	<10	36	24	2,4	~1,5
338-а	2,04	<0,1	0,81	следы	0,11	0,04	20	~15	49	~20	<10	68	102	3,1	2,2
341-а	1,36	<0,1	1,32	<0,02	0,36	0,007	15	~20	5	<20	~10	50	86	2,7	2,2
341-г	7,85	<0,1	1,44	следы	0,54	0,004	21	<10	6	<20	<10	32	84	2,8	2,2
342-1	<0,1	0,55	1,00	0,02	0,08	0,12	12	~10	17	<20	<10	24	~10	1,4	1,5
<i>фараскатские слои</i>															
343-г	0,35	<0,1	1,5	следы	0,62	0,04	128	104	242	60	32	74	51	2,6	2,2
344-г	0,35	<0,1	1,56	следы	0,60	<0,1	124	31	162	60	<10	31	44	3,2	1,5
349-а	1,53	<0,1	1,45	0,02	0,28	0,005	68	34	87	34	14	28	26	1,6	~1,5
<i>мизурские слои</i>															
353-п	<0,1	6,00	1,45	0,05	0,17	0,007	16	14	33	<20	12	15	17	<1,5	1,6
354-п	<0,1	<0,1	0,80	0,02	0,20	0,006	30	12	49	<20	~10	11	18	~1,5	<1,5
356-п	<0,1	1,00	0,27	следы	не опр.	не опр.	26	<10	35	~20	<10	<10	18	<1,5	~1,5
358-п	<0,1	0,75	1,07	0,04	0,20	0,09	38	22	60	~20	<10	20	12	<1,5	<1,5
<b>Джигиатская свита</b>															
<i>нижнегигитские слои</i>															
359-а	0,27	0,60	2,45	0,04	0,55	0,06	87	48	114	58	16	28	35	~17	<1,5
364-г	<0,1	0,25	6,03	0,04	0,51	не опр.	71	50	124	66	14	35	34	2,0	<1,5
365-г	<0,1	<0,1	6,20	0,07	0,55	0,04	82	58	139	69	17	36	36	2,4	~1,5
<i>верхнегигитские слои</i>															
367-п	<0,1	0,85	6,07	0,07	0,35	0,03	69	36	80	26	16	20	18	1,9	<1,5
368-г	0,24	<0,1	3,79	0,04	0,70	0,04	78	39	152	50	18	30	36	2,4	<1,5
370-п	<0,1	<0,1	2,23	0,06	0,38	0,06	120	54	70	28	16	18	16	1,9	<1,5
<i>баканские слои</i>															
371-г	0,19	<0,1	3,91	0,04	0,64	0,06	12	128	144	69	16	28	31	1,7	<1,5
374-г	0,08	<0,1	4,19	0,04	0,56	0,06	96	54	116	60	17	28	32	2,1	<1,5
377-г	0,79	0,60	4,19	0,04	0,64	0,08	88	63	128	54	18	30	34	2,2	~1,5
377-п	<0,1	0,35	3,91	0,02	0,46	0,06	103	62	88	40	17	16	21	2,0	<1,5
379-г	0,87	<0,1	4,47	0,04	0,56	0,05	80	63	130	65	14	32	38	2,6	<1,5
380-г	0,60	0,10	3,91	0,06	0,56	0,10	67	46	130	60	13	29	38	2,8	<1,5
383-г	0,82	0,15	3,35	0,02	0,51	0,10	74	34	128	35	<10	24	29	2,0	<1,5
384-г	0,68	<0,1	4,19	0,02	0,56	0,09	74	50	142	56	13	32	32	1,8	1,6
385-г	0,79	<0,1	5,03	0,03	0,64	0,07	79	50	136	48	16	32	32	2,1	<1,5
386-г	0,27	30,35	5,58	0,03	0,20	0,30	35	~10	82	<20	<10	28	<10	<1,5	<1,5
386-г	0,78	5,75	13,40	0,08	0,46	0,20	73	68	320	42	20	38	20	1,5	<1,5
387-г	0,63	<0,1	8,66	0,03	0,56	0,06	72	60	265	41	25	29	28	2,6	<1,5
387-кг	0,32	5,00	11,73	0,02	0,51	0,06	54	64	208	25	20	52	18	2,6	~1,5
388-кг1	0,53	8,50	12,84	0,14	0,46	0,20	73	56	305	25	24	15	14	2,9	<1,5
388-кг2	0,42	5,90	10,33	0,08	0,51	0,16	79	48	235	28	18	27	16	2,7	1,6
<b>Джорская свита</b>															
<i>истоки р. Эльсу</i>															
388-г	0,48	<0,1	4,47	0,02	0,51	0,06	67	54	172	32	12	88	26	2,7	6,0
389-г	0,47	<0,1	4,47	0,06	0,51	0,06	62	49	168	44	15	32	28	3,1	~1,5
393-п	<0,1	4,54	1,68	0,55	0,16	0,06	16	<10	28	<20	<10	14	~10	<1,5	<1,5
395-г	<0,1	0,40	3,91	0,04	0,51	0,09	61	39	135	32	16	28	28	2,3	<1,5
395-п	1,15	0,07	4,23	0,10	0,36	0,05	54	45	100	25	18	28	19	2,2	~1,5
397-г	<0,1	<0,1	3,74	0,04	0,61	0,01	60	59	155	65	22	40	30	2,9	~1,5
397-п	0,27	6,30	2,10	0,31	0,21	0,02	34	18	54	<20	10	18	10	1,7	<1,5
399-г	0,25	0,35	3,78	0,04	0,51	0,04	66	49	172	65	12	40	28	3,0	1,6

Продолжение таблицы 6.4

№ обр.	$C_{орг}$	$CO_2$	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
399-п	0,77	2,50	1,66	0,38	0,20	0,01	28	16	38	<20	10	18	<10	<1,5	~1,5
<i>восточный склон г. Мукалкая</i>															
707-г	0,24	<0,1	4,65	0,03	0,32	0,06	57	45	108	41	8	31	18	2,5	1,7
708-г	0,63	1,00	4,46	0,62	0,31	0,02	62	87	140	71	14	45	17	1,8	1,7
709-г	0,77	<0,1	4,50	0,07	0,34	0,03	72	75	145	88	15	46	22	2,3	1,9
710-г	0,54	<0,1	3,93	0,10	0,34	0,04	63	69	123	70	15	42	20	2,5	1,8
711-г	0,53	<0,1	4,30	0,32	0,34	0,03	77	145	175	82	19	58	22	2,6	1,9
712-г	0,48	<0,1	4,55	0,16	0,34	0,03	63	73	145	74	15	52	18	2,4	1,7
713-г	0,46	<0,1	4,37	0,12	0,35	0,04	54	60	108	48	16	34	16	2,2	2,3
714-г	0,55	<0,1	5,00	0,06	0,34	0,05	69	97	133	70	13	22	18	2,5	1,5

См. примечание к таблице 6.1

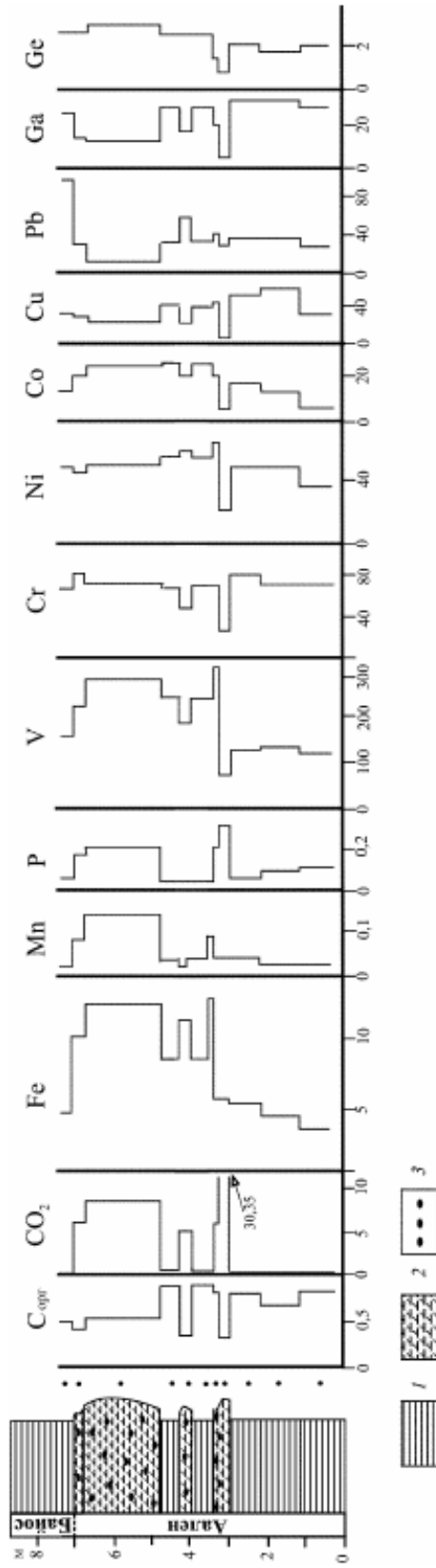
только самые нижние горизонты терригенного разреза – переходные слои от садонской свиты к залегающим выше (в том числе и углистые сланцы, обр. 548), а также фытынские слои, представленные пачкой аркозовых песчаников, выделяются наиболее низкими содержаниями многих элементов (см. табл. 6.5, обр. 546–555). Остальная верхнеплинсбахская – тоарская часть разреза в целом характеризуется кларковым уровнем содержания элементов. Отметим только два обстоятельства. Над мизурскими песчаниками залегают карбонатизированный пласт с Fe-оолитами, образовавшийся во время регрессии на границе плинсбаха и тоара: содержание Fe достигает 28 %, Mn – 0,55 %, P – около 1 % (см. табл. 6.5, обр. 584). В целом же эта часть разреза характеризуется несколько повышенными содержаниями Fe, достигающими (особенно в тоарской части) 5–6 %. Отложениям Дигоро-Осетинской СФЗ присущи те же закономерности перераспределения элементов в диагенезе, которые были установлены при рассмотрении геохимии отложений Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской СФЗ. Не меняют общей картины распределения элементов данные по разрезу по р. Ардон и по ааленской части разреза по р. Терек и его притокам (р. Суаргомдон) (см. табл. 6.7).

Отложения Архыз-Гузериписькой СФЗ в геохимическом отношении несколько различаются в восточной и западной частях. *Восточный разрез* (Кыртыкская впадина) в некоторых отношениях, в частности по низкому содержанию Fe, Mn в его нижнеплинсбахской части и повышению их количеств в верхнеплинсбахских (домер) отложениях, как мы увидим в дальнейшем, роднит этот разрез с разрезом кистинской и циклаурской свит по р. Терек (Псеашхинская СФЗ). В отношении других элементов наблюдается их в целом кларковый уровень содержания по разрезу (табл. 6.6, обр. 889–908).

Геохимические особенности отложений *западной части* Архыз-Гузериписькой СФЗ в опреде-

ленной степени близки к установленным для западных районов Лабино-Малкинской зоны. Так, в разрезе вериютской свиты Архыз-Гузериписькой СФЗ (р. Молчепа – правый приток р. Белой) также сохраняется тенденция к устойчивому относительному обогащению пород Cr – обычно в 1,5–3 раза по сравнению с фоновыми содержаниями (см. табл. 6.6, обр. 952–973). На некоторых уровнях отмечаются повышенные содержания Fe – до 7–15 %. Здесь также при переходе к вышележащим отложениям чубинской свиты содержания Cr в породах опускаются до фоновых значений (обр. 974–987). О причинах, вызвавших обогащение отложений вериютской свиты Cr, мы говорили выше (связь с поступлением материала из кор выветривания серпентинитовых массивов).

Следует отметить также следующее. Разрезы плинсбахских отложений по р. Белой и её притоку р. Молчепа в литолого-геохимическом отношении несколько различаются несмотря на то, что принадлежат одной СФЗ. Если разрез вериютской свиты по р. Молчепа по ряду геохимических параметров схож с отложениями той же свиты в Лабино-Малкинской СФЗ, то, напротив, он заметно отличается от разреза низов толщи  $J_1$  по р. Белой, вскрывающейся примерно в 7–8 км южнее, где наблюдается контакт отложений  $J_1$  с палеозойскими кристаллическими сланцами. В этих отложениях в отличие от разреза по р. Молчепа наблюдается ровный характер распределения элементов, без каких-либо заметных геохимических аномалий (см. табл. 6.6, обр. 946–1017). В настоящее время однозначно трактовать причины таких изменений трудно. В принципе возможны два варианта объяснения существующей картины. 1. Отложения, относимые сейчас к Архыз-Гузериписькой СФЗ принадлежат разным СФЗ – северная часть поля развития юрских отложений этого района относятся к южному окончанию Лабино-Малкинской СФЗ. Граница между ними может проходить по разлому (возможно, конседиментационному), расположенному несколько юж-



**Рис. 6.4.** Распределение элементов в пограничных аalen-байосских отложениях (разрез по р. Эльсу бассейна р. Черек Безенгийский)  
( $C_{\text{орг}}$ ,  $\text{CO}_2$ , Fe, Mn, P – %, остальные элементы –  $10^{-4}\%$ )

1 – глинистые породы; 2 – глинистые породы с повышенным содержанием карбонатного материала; 3 – диагенетические конкреции

**Таблица 6.5.** Содержания химических элементов в отложениях Дигоро-Осетинской СФЗ

№обр.	Сорг	CO <sub>2</sub>	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
<b>Бассейн р. Урух, правобережье р. Айгамуга, разрез у с. Фаснал</b>															
Переходные слои от садонской свиты к терригенному комплексу															
546	0,45	<0,1	1,68	0,02	0,34	0,04	33	20	36	19	15	6	10	<1,5	1,9
546-г	0,30	<0,1	3,07	0,02	0,24	0,02	11	18	43	20	<5	<5	11	~1,5	~1,5
547-г	0,67	<0,1	2,23	0,02	0,44	0,08	29	38	150	21	~5	<5	25	1,6	2,2
547-п	0,22	0,84	1,95	0,02	0,28	0,03	54	26	37	20	~5	~5	11	1,7	1,8
548-г	17,80	<0,1	1,12	0,01	0,38	<0,1	20	16	205	~10	7	22	~10	1,5	5,3
549-п	0,44	<0,1	4,19	0,03	0,34	0,01	57	66	51	21	16	18	14	1,6	3,0
550	0,66	1,80	2,79	0,03	0,34	0,04	19	20	41	34	~5	~5	13	1,8	1,6
551-г	2,40	<0,1	1,68	0,01	0,58	<0,1	54	<15	120	<10	~5	28	22	1,9	3,0
552-п	0,69	0,52	2,51	0,08	0,38	0,04	64	38	49	20	7	<5	10	1,5	<1,5
Мизурская свита															
<i>фытынские слои</i>															
553-п	0,47	<0,1	1,12	0,01	0,24	<0,1	44	<15	46	<10	<5	7	10	<1,5	<1,5
554-г	2,07	<0,1	1,40	0,01	0,72	<0,1	44	<15	75	<10	~5	102	45	2,2	9,5
554-п	0,75	<0,1	1,12	0,01	0,20	<0,1	15	<15	29	<10	<5	37	~10	1,9	3,4
555-п	0,97	8,34	3,91	0,11	0,24	следы	26	18	28	11	~5	15	~10	1,5	<1,5
557-а	0,55	2,44	2,79	0,06	0,24	0,03	23	21	31	36	~5	7	10	1,5	<1,5
<i>фараскатские слои</i>															
559-аг	1,17	<0,1	4,47	0,03	0,48	0,03	76	115	120	35	14	29	34	3,4	1,7
560-аг	1,80	<0,1	3,91	0,02	0,48	0,02	72	68	117	28	7	33	33	3,0	2,0
<i>песчаниковая пачка - продукты разрушения вулканогенно-осадочных пород садонской свиты</i>															
561-п	1,41	2,13	6,42	0,06	0,34	0,04	89	61	61	11	16	26	10	2,3	~1,5
562-п	0,81	1,08	2,79	0,03	0,48	0,05	112	46	53	11	12	42	<10	<1,5	~1,5
563-п	1,40	1,94	2,23	0,06	0,14	следы	20	22	22	<10	~5	~5	<10	1,5	<1,5
563-п	1,15	0,54	2,79	0,02	0,38	0,02	47	31	84	14	15	12	18	1,7	<1,5
564-п	0,46	2,19	1,95	0,03	0,10	следы	16	18	17	13	~5	10	<10	1,9	<1,5
565-г	0,96	<0,1	5,58	0,03	0,48	0,02	80	88	140	39	13	37	30	3,0	1,6
568-а	0,93	1,21	3,91	0,04	0,48	0,02	57	41	91	35	9	31	26	2,2	2,1
569-аг	0,96	0,51	6,14	0,05	0,44	0,04	69	59	101	27	10	28	29	3,0	1,6
571-а	0,58	<0,1	5,58	0,03	0,48	0,03	94	74	130	35	16	38	27	2,7	1,8
572-а	0,37	<0,1	3,91	0,03	0,48	0,03	125	58	120	23	15	21	24	1,8	1,7
572-п	0,80	1,69	4,47	0,07	0,34	0,03	72	53	66	22	9	10	12	1,8	<1,5
574-а	0,75	<0,1	3,91	0,03	0,48	0,05	98	63	130	29	10	25	24	2,2	2,0
<i>породы из разных частей олистолита, сложенного породами садонской свиты</i>															
566-1	0,55	3,05	7,82	0,08	0,48	0,03	47	24	65	20	15	12	10	1,9	1,6
566-3	0,33	3,93	3,35	0,07	0,24	следы	20	18	36	14	7	9	~10	1,9	<1,5
566-5	0,93	0,34	3,35	0,03	0,24	0,03	24	27	47	23	11	13	10	1,5	1,6
<i>мизурские слои</i>															
575-п	<0,1	1,93	3,91	0,04	0,34	0,01	74	35	74	15	8	7	10	1,7	1,5
576-п	<0,1	1,62	2,79	0,04	0,34	следы	80	39	66	16	7	15	~10	~1,5	1,5
577-п	<0,1	6,15	3,35	0,04	0,32	следы	80	38	68	16	8	48	~10	1,7	~1,5
578-а	<0,1	<0,3	3,63	0,02	0,48	0,05	95	57	110	27	9	90	22	2,2	1,6
579-п	<0,1	2,1	2,79	0,04	0,34	0,01	124	35	63	~10	9	6	~10	~1,5	1,5
581-п	<0,1	0,8	3,91	0,04	0,34	0,01	108	62	84	17	11	5	14	1,7	1,5
582-а	0,14	1,15	4,75	0,02	0,48	0,04	105	72	117	28	15	16	22	2,1	~1,5
582-п	<0,1	1,4	5,58	0,04	0,28	0,02	66	64	60	29	11	8	10	2,0	<1,5
583-аг	0,46	1,15	5,03	0,03	0,53	0,02	87	63	135	33	10	29	26	2,6	1,6
<i>пласт с Fe-оолитами в кровле свиты</i>															
584-о	0,14	7,05	27,92	0,55	0,34	0,92	76	49	117	26	30	49	<10	<1,5	~1,5
Галиатская свита															
585-г	0,27	<0,30	5,03	0,03	0,62	следы	86	67	119	39	10	19	25	2,1	<1,5
586-г	0,14	<0,1	5,03	0,07	0,48	0,01	74	68	108	57	14	24	25	2,2	1,8
587-г	0,14	<0,1	5,58	0,06	0,53	0,03	70	57	103	33	11	27	19	2,0	~1,5
Ксуртская свита															
588-г	0,22	<0,1	5,03	0,03	0,58	0,04	86	61	114	32	10	16	21	2,2	1,6
588-п	<0,1	1,0	6,14	0,06	0,38	0,03	67	65	72	27	16	14	13	2,0	<1,5

Продолжение таблицы 6.5

№ обр.	С <sub>орг</sub>	CO <sub>2</sub>	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
589-г	0,32	0,87	6,42	0,17	0,48	0,06	69	61	96	46	15	19	22	2,1	<1,5
590-г	0,20	<0,1	5,03	0,06	0,58	0,01	83	58	103	34	15	27	26	2,2	1,5
590-п	<0,1	8,7	3,9	0,33	0,34	0,02	67	41	46	21	20	25	<10	1,7	<1,5
591-г	0,14	<0,1	5,58	0,06	0,58	0,02	65	58	72	55	12	20	16	2,0	<1,5
592-г	0,14	<0,1	4,19	0,03	0,58	0,02	115	97	135	42	20	14	22	2,2	<1,5
592-п	<0,1	<0,30	7,82	0,03	0,43	0,01	71	115	69	36	24	14	11	2,1	<1,5
593-г	<0,1	0,16	4,47	0,03	0,48	0,02	86	50	112	37	17	19	16	2,1	1,7
593-п	<0,1	0,98	4,75	0,07	0,38	0,02	63	40	62	25	16	14	~10	2,1	<1,5
594-г	0,33	<0,1	5,30	0,06	0,53	0,06	77	48	114	37	17	24	18	2,4	<1,5
595-г	0,51	<0,1	5,03	0,03	0,62	0,07	100	152	136	42	18	24	23	2,0	1,5
595-п	<0,1	3,2	5,30	0,07	0,34	0,04	54	50	70	26	16	17	13	2,2	~1,5
596-г	<0,1	1,7	4,47	0,04	0,58	0,04	86	57	122	40	18	20	19	2,2	~1,5
596-п	0,27	0,5	4,19	0,04	0,38	0,02	78	47	61	24	14	18	~10	2,7	<1,5
599-г	0,68	<0,1	4,24	0,06	0,54	0,07	82	67	122	47	18	28	23	2,2	1,6
600-г	0,33	<0,1	3,86	0,05	0,57	0,02	101	75	172	39	20	21	24	2,2	1,6
601-г	0,71	<0,1	5,41	0,09	0,51	0,13	98	50	145	47	25	28	22	2,2	1,6
Джимаринская свита															
604-аг	1,09	<0,30	4,73	0,03	0,57	0,03	96	59	147	43	25	27	25	2,7	1,8
605-г	0,82	<0,1	4,46	0,06	0,58	0,07	94	71	140	46	25	34	28	2,2	~1,5
605-п	<0,1	1,25	2,19	0,03	0,28	следы	44	52	60	22	10	24	11	2,0	<1,5
606-аг	0,51	<0,30	3,85	0,05	0,61	0,05	115	64	157	58	23	28	28	2,5	1,9
606-п	0,1	0,75	2,49	0,03	0,33	следы	58	41	69	28	16	29	12	2,0	~1,5
607-а	0,66	0,25	3,62	0,08	0,57	0,07	90	62	133	50	18	35	27	2,3	1,6
608-п	<0,1	2,85	2,15	0,05	0,28	0,08	53	28	66	20	10	17	11	1,9	<1,5
609-г	0,68	0,35	5,95	0,04	0,56	0,08	100	63	150	42	23	29	23	2,2	1,8
611-г	0,96	<0,30	4,76	0,05	0,73	0,05	115	78	170	52	26	34	30	2,7	1,9
611-п	<0,1	0,5	2,48	0,05	0,38	0,05	74	41	77	32	16	18	13	1,8	<1,5
612-г	0,65	0,30	3,59	0,05	0,57	0,03	88	69	125	47	19	29	28	2,3	1,6
612-п	<0,1	5,80	1,90	0,09	0,33	0,02	52	32	58	19	13	18	~10	1,7	1,5
<b>Бассейн р. Ардон, разрез по левому берегу р. Ардон и по балке Ксурт</b>															
Мизурская свита															
фытыньские слои															
462-а	<0,1	3,75	3,00	0,07	0,33	0,04	34	16	52	20	<10	<10	22	<1,5	<1,5
фараскатские слои															
464-п	<0,1	2,80	4,97	0,08	0,38	0,04	60	40	72	28	14	12	18	1,8	~1,5
465-г	0,51	<0,1	2,89	0,02	0,59	0,03	69	44	144	35	12	30	34	3,1	<1,5
мизурские слои															
469	<0,1	0,90	2,99	0,05	0,35	0,04	84	21	72	<20	<10	10	10	1,7	<1,5
470-а	<0,1	<0,1	3,34	0,04	0,42	0,04	62	28	94	22	12	20	20	<1,5	<1,5
473-п	<0,1	1,20	1,09	0,04	0,30	0,009	82	16	53	<20	<10	23	10	1,5	<1,5
402-а	0,14	3,05	2,28	0,03	0,62	0,04	120	35	142	<20	10	16	24	2,2	<1,5
402-п	0,78	3,05	3,25	0,09	0,36	0,03	58	3,6	61	<20	12	24	15	1,8	<1,5
417-г	0,34	<0,1	3,08	0,04	0,58	0,06	84	34	192	39	12	20	30	1,8	1,5
417-п	<0,1	<0,1	3,28	0,04	0,32	0,04	43	33	70	36	14	27	16	1,7	~1,5
переходная толща глинисто-алевролитовых отложений															
422-г	0,34	<0,1	4,74	0,06	0,54	0,04	69	42	145	56	14	33	28	2,7	<1,5
Галиатская свита															
439-г	0,28	<0,1	4,48	0,05	0,58	0,04	58	40	130	44	12	24	26	3,1	2,5
Ксуртская свита															
448-г	<0,1	1,30	3,67	0,05	0,57	0,04	50	37	115	47	12	27	24	2,5	~1,5
448-п	<0,1	<0,1	3,08	0,06	0,56	0,07	47	34	70	32	16	27	19	2,8	~1,5
459-г	0,75	2,35	2,79	0,06	0,58	0,05	65	38	115	51	18	30	28	2,7	<1,5
459-п	0,10	3,95	1,98	0,07	0,31	0,03	38	18	60	22	12	16	15	3,0	<1,5
459-пу	6,40	2,30	2,70	0,09	0,47	0,04	67	34	78	38	24	28	16	3,2	<1,5

См. примечание к таблице 6.1

**Таблица 6.6.** Содержание химических элементов в отложениях Архыз-Гузери́пльской СФЗ

**Восточная часть Архыз-Гузери́пльской СФЗ**

**Кыргы́тская впадина**

Нижний плинсбах

<i>№ обр.</i>	<i>C<sub>орг</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ti</i>	<i>P</i>	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>V</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Pb</i>	<i>Ga</i>	<i>Ge</i>	<i>Mo</i>
889-аг	0,27	<0,1	2,56	0,04	0,32	0,08	88	80	84	23	23	20	16	3,0	~1,5
889-ап	<0,1	<0,1	3,20	0,03	0,21	0,05	82	142	71	33	18	57	10	3,6	1,6
890-гр	<0,1	<0,1	0,84	0,02	0,12	0,01	58	25	26	18	~5	7	~10	2,0	~1,5
890-пу	4,00	<0,1	0,93	следы	0,31	0,05	120	45	125	22	9	19	26	2,5	1,8
890-па	<0,1	<0,1	0,88	0,02	0,38	0,02	142	57	85	22	18	26	19	2,7	3,2
891-га	0,43	<0,1	0,83	следы	0,48	0,04	105	16	126	<15	8	20	29	2,4	2,3
891-п1	<0,1	<0,1	1,40	0,04	0,15	0,02	21	~15	28	<15	~5	8	~10	2,0	<1,5
891-п2	<0,1	<0,1	0,10	следы	0,17	0,01	54	<15	33	<15	<5	~5	~10	2,0	~1,5
892-а	0,24	<0,1	1,66	0,06	0,36	0,04	130	56	99	30	15	28	21	2,1	1,9
892-п	0,16	<0,1	0,95	следы	0,36	0,03	144	<15	60	18	8	11	11	2,3	1,5
893-г	0,34	<0,1	1,13	следы	0,38	0,03	81	19	89	<15	<5	21	32	2	3,1
893-п1	<0,1	<0,1	0,54	следы	0,07	0,02	13	<15	<5	18	<5	<5	~10	1,5	1,5
893-п2	<0,1	<0,1	<0,1	следы	0,20	0,01	25	<15	8	<15	~5	~5	~10	1,5	~1,5
894-г	0,40	<0,1	0,87	следы	0,38	0,04	105	19	96	17	7	22	24	2,0	1,9
894-п	<0,1	<0,1	0,98	следы	0,30	0,02	98	<15	64	16	7	6	14	2,0	2,4
895-г	0,54	<0,1	0,91	следы	0,44	0,05	118	17	126	<15	7	32	28	2,9	2,9
895-п	<0,1	<0,1	0,22	следы	0,20	0,03	53	<15	52	<15	<5	7	12	2,5	~1,5
896-п	<0,1	0,50	1,56	0,04	0,29	0,03	68	41	69	17	10	14	15	1,5	~1,5
896-псц	<0,1	22,25	10,94	0,24	0,18	0,05	22	18	41	13	8	~5	~10	<1,5	<1,5
897-ап	0,15	2,70	9,68	0,18	0,29	0,04	78	48	113	21	14	16	13	<1,5	~1,5
Верхний плинсбах															
898-аг	0,22	<0,1	2,85	0,03	0,33	0,04	96	39	134	22	8	26	19	2,3	1,6
900-аг	0,33	<0,1	3,38	0,03	0,36	0,05	94	54	140	31	10	22	21	2,6	1,6
901-ау	1,63	<0,1	2,03	0,02	0,37	0,03	94	30	92	30	10	15	20	1,5	2,9
901-п	<0,1	<0,1	1,06	<0,1	0,24	0,02	53	~15	42	~15	<5	12	10	<1,5	<1,5
902-гр	<0,1	<0,1	1,12	0,13	0,04	0,01	<10	<15	<5	<15	<5	~5	~10	<1,5	~1,5
903-аг	1,06	<0,1	1,26	<0,1	0,41	0,03	112	16	140	~15	6	23	24	2,1	3,4
903-п1	<0,1	<0,1	0,21	<0,1	0,07	0,01	46	<15	~5	<15	<5	<5	<10	<1,5	<1,5
903-п2	<0,1	<0,1	0,26	<0,1	0,04	0,008	12	<15	~5	<15	<5	<5	~10	<1,5	<1,5
904-г	0,27	0,35	3,57	0,04	0,38	0,06	102	64	155	26	12	30	22	2,6	1,8
Тоар															
905-г	0,68	<0,1	4,46	0,04	0,36	0,12	95	103	172	49	20	35	27	2,9	1,6
906-а	<0,1	4,70	3,87	0,02	0,17	0,04	52	24	85	<15	17	25	~10	<1,5	<1,5
907-г	0,52	<0,1	4,60	0,04	0,38	0,04	95	80	122	30	14	45	18	2,4	1,8
908-аг	0,77	<0,1	4,16	0,07	0,41	0,05	100	98	142	31	20	53	25	1,8	1,9
876-г	0,30	<0,1	4,09	0,04	0,35	0,04	106	72	152	30	13	30	20	2,6	1,9

**Западная часть Архыз-Гузери́пльской СФЗ**

**Бассейн р. Белой, разрез по р. Молчепа**

Вернютская свита

952-кт	<0,1	1,45	2,15	0,07	0,59	0,02	215	22	63	19	10	5	<10	1,6	1,5
952-а	<0,1	0,35	2,57	0,02	0,35	0,02	112	77	84	28	13	14	18	2,2	~1,4
953-а	0,36	10,50	3,47	0,05	0,30	0,10	67	62	58	23	11	42	<10	1,9	1,6
953-п	<0,1	7,20	2,62	0,08	0,43	0,02	129	25	61	16	8	6	<10	1,8	1,6
954-п	0,14	4,65	2,06	0,05	0,15	0,01	71	21	48	~11	5	<5	<10	1,8	~1,5
955-а	0,38	<0,1	2,72	0,01	0,33	0,003	343	114	166	22	16	20	18	2,2	2,0
955-г	0,46	<0,1	5,22	0,01	0,34	0,03	81	68	176	35	12	39	24	2,7	1,7
956-а	0,40	<0,1	3,45	0,01	0,36	0,003	105	74	225	36	16	42	23	2,6	1,7
956-п	<0,1	3,50	2,23	0,05	0,20	0,02	176	37	54	19	8	9	<10	1,8	~1,4
958-г	0,36	<0,1	5,56	0,02	0,48	0,05	76	57	125	37	11	30	20	2,8	~1,4
958-па	0,15	1,60	3,14	0,02	0,26	0,04	135	65	146	30	11	23	15	2,2	1,5
959-г	0,62	<0,1	4,39	0,02	0,31	0,04	67	59	111	31	15	34	22	2,9	<1,5
959-п	0,79	0,95	1,10	0,12	0,08	0,008	118	16	<5	20	<5	11	<10	<2,0	<1,5
960-по	<0,1	15,00	8,27	0,08	0,24	0,04	272	29	192	15	7	15	~10	1,6	1,6
960-ао1	0,35	2,55	7,16	0,083	0,28	0,08	235	65	305	33	12	44	12	2,1	2,3
960-г	0,16	<0,1	2,64	<0,1	0,44	0,04	200	146	140	57	9	21	19	2,4	1,5

## Продолжение таблицы 6.6

<i>№обр.</i>	<i>C<sub>орг</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ti</i>	<i>P</i>	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>V</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Pb</i>	<i>Ga</i>	<i>Ge</i>	<i>Mo</i>
960-п	0,12	7,30	9,60	0,25	0,26	0,03	225	130	310	17	17	12	7	1,7	1,9
960-ао2	0,35	11,80	13,94	0,11	0,25	0,31	120	53	360	21	17	26	7	~1,5	2,8
961-а	<0,1	2,80	3,73	0,03	0,23	0,04	250	44	119	17	9	12	9	1,5	~1,5
961-ао	0,48	<0,1	14,17	0,09	0,28	0,37	123	77	415	27	22	28	11	1,9	3,0
962-п	<0,1	1,40	0,85	0,02	0,15	0,03	138	21	20	15	7	5	<10	~1,5	<1,5
962-а	<0,1	7,00	7,91	0,17	0,34	0,03	271	163	138	33	26	19	18	2,1	1,7
962-апо1	0,15	15,00	18,80	0,15	0,25	0,21	117	55	427	15	16	10	<10	<1,5	1,7
962-апо2	0,19	9,00	18,88	0,10	0,26	0,24	110	54	510	17	13	10	8	2,3	2,3
963-а	0,53	<0,1	0,98	<0,1	0,50	0,02	332	22	125	19	7	11	20	<1,5	1,6
963-п-1	<0,1	0,80	0,88	следы	0,25	0,02	190	25	19	~10	6	8	<10	<1,5	<1,5
963-п-2	<0,1	1,90	0,76	0,02	0,15	0,02	65	24	25	15	5	21	<10	~1,5	<1,5
964-а	0,14	<0,1	3,73	<0,1	0,28	0,04	305	44	145	33	9	16	17	1,5	<1,5
964-п	<0,1	0,75	5,66	0,02	0,26	0,04	297	49	280	18	7	18	~10	2,0	1,9
965-г	0,27	0,10	4,68	0,03	0,30	0,04	83	54	145	29	13	33	25	2,3	~1,5
966-г	0,36	0,20	3,45	0,02	0,36	0,003	79	46	155	25	8	22	26	2,5	~1,5
966-п	0,27	1,80	2,73	0,05	0,32	0,001	235	54	93	17	8	12	11	1,8	1,6
968-г	0,33	2,05	4,59	0,03	0,32	0,01	77	56	138	27	12	30	23	2,2	1,6
968-а	0,38	1,10	3,25	0,03	0,30	0,002	100	55	164	29	10	28	21	2,5	1,6
969-а	0,26	<0,1	3,53	0,02	0,40	0,003	142	87	165	29	11	29	26	2,2	1,6
969-п	<0,1	4,10	3,08	0,05	0,18	<0,1	205	42	51	19	7	8	~10	1,7	~1,5
970-г	0,43	<0,1	4,34	0,02	0,40	0,04	87	70	155	32	8	34	27	2,2	~1,5
970-п	<0,1	2,70	2,51	0,05	0,24	следы	186	66	112	16	10	15	11	1,8	1,6
971-г1	0,36	<0,1	4,73	следы	0,36	0,009	76	51	132	37	8	28	26	2,3	~1,5
971-г2	0,46	<0,1	4,48	0,02	0,37	0,04	91	58	136	32	11	30	25	2,2	1,6
972-г	0,12	<0,1	4,59	0,02	0,35	0,009	61	46	113	28	12	29	22	2,3	~1,5
973-г	0,22	<0,1	4,33	0,02	0,35	0,005	63	54	115	24	13	29	27	1,7	10,7
973-п	<0,1	<0,1	7,24	0,04	0,28	0,002	120	84	74	29	20	70	18	1,8	2,9
<i>Чубинская свита</i>															
974-аг	0,68	<0,1	3,73	0,03	0,37	0,009	93	62	104	29	14	23	24	1,7	1,7
976-г	0,29	<0,1	4,58	0,03	0,41	0,01	80	54	120	22	14	27	~10	1,7	1,6
976-п	<0,1	3,75	5,22	0,15	0,36	0,005	52	55	53	16	11	20	25	2,0	1,7
978-г	0,24	<0,1	3,59	0,03	0,37	0,008	98	56	152	28	13	34	~10	1,7	1,6
978-п	<0,1	2,65	5,03	0,15	0,19	0,004	58	47	43	16	22	24	22	2,2	1,7
979-г	0,36	<0,1	3,46	0,03	0,36	0,01	88	62	135	27	10	18	~10	1,7	~1,5
979-п	<0,1	2,65	3,48	0,10	0,17	0,03	55	37	33	16	12	23	27	2,0	1,6
980-г	0,52	<0,1	3,76	0,03	0,40	0,01	85	56	152	39	14	23	27	2,0	1,7
982-г	0,47	<0,1	3,10	0,02	0,35	0,01	111	58	162	24	8	14	~10	1,7	1,5
982-п	<0,1	4,60	3,83	0,11	0,15	0,003	50	36	42	~15	17	27	23	2,0	1,8
983-аг	0,64	<0,1	2,92	0,03	0,36	0,01	100	56	151	25	10	15	~10	1,5	~1,5
983-п	<0,1	5,10	3,98	0,13	0,19	0,003	56	44	47	17	11	37	26	2,3	1,9
984-г	0,30	0,25	2,69	0,03	0,36	0,01	91	63	141	46	12	26	24	1,8	1,6
985-а	0,14	0,40	3,73	0,04	0,34	0,009	100	63	140	43	12	11	~10	1,5	~1,5
985-п	<0,1	4,70	5,00	0,16	0,17	0,004	51	42	52	16	13	31	23	2,3	~1,5
986-г	0,19	0,80	4,40	0,05	0,36	0,009	80	56	122	53	10	34	25	2,3	1,7
987-г	0,32	<0,1	3,94	0,04	0,36	0,009	84	56	149	45					
<b>разрез нижнеюрских отложений по р. Белая, (к северу от контакта с палеозойскими породами до пос. Гузерипись)</b>															
1001-г	0,87	0,30	4,55	0,05	0,12	0,008	71	45	89	19	8	14	20	2,5	1,5
1001-п	<0,1	6,60	2,99	0,22	0,18	0,001	56	18	24	~15	6	31	<10	1,7	~1,5
1003-г	0,65	<0,1	4,75	0,05	0,35	0,01	82	51	103	27	15	10	20	2,0	1,8
1004-г	0,64	<0,1	2,88	0,03	0,48	0,06	114	31	125	~15	8	13	23	2,2	1,6
1004-п	<0,1	<0,1	4,02	0,04	0,21	0,003	71	66	57	26	23	20	11	1,7	~1,5
1000-г	0,64	0,55	4,51	0,05	0,36	0,01	80	57	110	22	11	22	23	2,2	1,9
<i>обнажение у устья р. Светлый Теляк</i>															
1006-пг	0,46	<0,1	4,08	0,04	0,35	0,009	89	50	121	21	12	21	23	2,0	1,7
1007-г	0,34	<0,1	5,40	0,05	0,32	0,006	60	41	93	28	18	68	17	2,2	1,9
1007-п	<0,1	1,90	2,53	0,08	0,36	0,006	<10	25	59	18	24	73	13	~1,5	2,7
995-г	0,79	1,00	5,17	0,04	0,34	0,07	54	34	81	17	7	17	14	~2,0	<1,5
996-г	0,64	<0,1	5,09	0,07	0,36	0,06	73	46	125	17	9	18	21	2,0	<1,5

Окончание таблицы 6.6

№ обр.	C <sub>орг</sub>	CO <sub>2</sub>	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
<i>обнажение у устья р. Армянка</i>															
946-г	0,32	4,30	4,18	0,03	0,28	0,01	76	42	88	~15	10	18	14	1,8	~1,5
947-г	0,57	0,40	3,90	0,04	0,35	0,008	80	66	112	25	12	22	20	2,3	1,7
947-пг	0,46	0,35	4,05	0,04	0,37	0,01	87	63	140	19	11	16	22	2,0	1,8
948-г	0,74	0,50	4,77	0,05	0,32	0,01	79	65	107	24	13	24	21	2,2	~1,5
950-г	0,64	<0,1	5,54	0,04	0,37	0,01	71	52	120	25	7	21	23	2,3	~1,5
992-г	0,70	1,05	5,39	0,07	0,37	0,07	70	47	99	27	11	14	20	2,0	<1,5
993-г	0,81	0,80	3,57	0,07	0,36	0,09	66	44	117	22	9	11	17	1,8	<1,5
988-г	0,83	1,25	5,64	0,07	0,36	0,01	70	53	105	20	6	5	19	2,1	~1,5
989-г	0,74	0,60	5,78	0,08	0,36	0,02	62	46	120	19	7	9	19	2,4	1,6
990-г	0,63	0,70	5,82	0,05	0,34	0,02	68	51	115	30	9	13	20	1,9	1,6
997-г	0,85	1,00	4,52	0,08	0,36	0,07	68	38	83	22	9	6	17	2,0	<1,5
998-г	0,29	0,70	5,20	0,05	0,37	0,01	76	44	98	35	11	12	21	2,3	<1,5
999-г	0,48	1,15	5,46	0,09	0,34	0,02	71	46	102	23	9	7	21	2,5	<1,5
1008-г	0,19	1,20	4,61	0,09	0,36	0,008	69	52	86	21	11	20	16	1,9	<1,5
1009-г	0,70	1,35	5,62	0,08	0,38	0,02	100	60	142	24	10	15	22	2,5	1,6
1010-аг	0,17	2,35	4,31	0,09	0,21	0,03	52	36	69	21	6	7	14	1,7	<1,5
1010-г	0,52	3,00	5,56	0,10	0,36	0,02	74	50	107	24	10	17	22	2,3	<1,5
1011-г	0,52	1,90	4,64	0,05	0,31	0,01	80	59	122	26	12	20	23	2,1	1,6
1012-г	0,33	5,65	3,96	0,04	0,35	0,006	103	55	130	19	23	18	20	2,1	1,6
1013-г	0,55	1,25	4,45	0,04	0,36	0,009	90	53	135	24	9	19	24	2,2	1,5
1014-г	0,47	1,50	3,82	0,04	0,32	0,07	91	56	125	26	10	15	21	1,7	1,7
1015-г	0,75	0,20	5,06	0,04	0,38	0,07	69	52	130	26	13	21	26	2,0	1,6
1016-г	0,27	0,45	3,76	0,04	0,34	0,05	75	50	119	26	17	26	24	2,1	1,6
1016-ап	<0,1	3,10	4,93	0,18	0,20	0,03	50	37	72	23	13	27		1,7	<1,5
<i>обнажение в 700 м южнее устья р. Молчена</i>															
1017-г	0,63	0,20	3,32	0,02	0,49	0,06	106	52	122	27	15	29	27	2,0	1,7
1017-п	<0,1	3,20	5,22	0,08	0,29	0,05	101	44	52	19	12	14	<10	1,7	<1,5

См. примечание к таблице 6.1

нее с. Гузерибль. 2. Возможно также, что аналоги вериютской свиты в южной части разреза J<sub>1</sub> по р. Белой уничтожены разрывным нарушением и палеозойские сланцы сейчас плотно контактируют с глинистыми отложениями более высоких, чем вериютская свита, горизонтами юры. Для ответа на вопрос о том, какой вариант соответствует реальной ситуации, необходимы дополнительные стратиграфические исследования. Нам представляется более реальным первый вариант – принадлежность отложений различным СФЗ, в пользу чего говорят геохимические данные.

**Псеашхинская СФЗ.** Отложения Псеашхинской СФЗ детально изучены нами в долине р. Терек и по ее правому притоку р. Кистинке, а также по р. Мидаграбиндон и р. Ардон. Данные химических анализов (табл. 6.7, обр. 1054–1130) показывают, что содержание химических элементов во всех гранулометрических типах пород *кистинской свиты*, залегающей в основании юрского разреза, в целом заметно ниже кларковых содержаний для этого типа отложений [Виноградов, 1962; Turekian, Wedepohl, 1961]. Особо обращают на себя внимание низкие содержания Fe, которые в 2 и более раза меньше кларковых

(обычно заметно меньше 2% и только в 2-х глинисто-алевритовых пачках превышают 2% и лишь в одном образце >3%). Только в отложениях этой свиты по сравнению с вышележащими содержание в породах Mn в преобладающем большинстве случаев опускается до следовых концентраций (см. табл. 6.7). Пониженные содержания характерны также для Ti, P и других элементов – Cr, Ni, V, Cu, Co, Pb, Ga. Пожалуй только содержания Ge не меняются по сравнению с фоновыми. В породах кистинской свиты полностью отсутствует примесь карбонатного материала. C<sub>орг</sub> фиксируется практически во всех глинисто-алевритовых породах, а в отдельных (редких) пластах достигает концентрации в несколько % (см. обр. 1034-ау).

Переход к породам циклаурской свиты знаменуется отчетливым возрастанием содержания элементов в породах до кларкового уровня (см. табл. 6.7, обр. 1131–1144, 1475–1477).

Литолого-фациальные особенности обстановок накопления отложений кистинской свиты свидетельствуют, как отмечалось выше, об их образовании в озерных, болотных и прибрежно-морских условиях. Источником осадочного мате-



**Таблица 6.7.** Содержание химических элементов в отложениях Центрального Кавказа (бассейн р. Терек)

№ обр.	$S_{орг}$	$CO_2$	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
<b>Псеашхинская СФЗ</b>															
Кистинская свита															
<i>правобережье р. Кистинки, над Дарьяльским гранито-гнейсовым массивом</i>															
1054-п	<0,1	<0,1	0,27	следы	0,05	0,02	19	<15	25	13	<5	25	<10	<2,0	<15
1054-га	0,82	<0,1	0,26	следы	0,29	0,01	69	<15	105	40	<5	18	19	2,0	~15
1055-га	0,94	<0,1	0,27	следы	0,38	0,004	66	<15	90	~15	<5	9	25	2,3	~15
1057-а	0,43	<0,1	0,26	следы	0,29	0,01	125	<15	61	12	~5	7	~10	<2,0	~15
1058-г	0,53	<0,1	1,09	0,05	0,38	0,02	71	15	65	10	<5	11	15	2,1	1,5
1058-п	<0,1	<0,1	1,37	0,03	0,12	0,009	38	23	37	24	6	9	<10	2,0	1,5
<i>левый борт долины р. Кистинки</i>															
1027-га1	0,64	<0,1	2,71	0,04	0,35	0,06	125	70	145	33	14	24	23	2,3	2,6
1027-га2	0,73	<0,1	3,43	0,06	0,48	0,04	105	106	175	18	35	43	35	2,1	2,4
1027-га3	0,14	<0,1	2,66	0,03	0,37	0,03	121	63	150	17	10	11	20	~2,0	2,3
1028-г	0,35	<0,1	0,83	0,02	0,38	0,03	92	62	150	~15	12	16	33	~2,0	2,4
1028-п	<0,1	<0,1	1,37	0,02	0,07	0,01	19	43	15	20	14	~5	<10	<2,0	1,5
1029-п	<0,1	<0,1	0,57	следы	0,36	0,02	105	~15	95	16	<5	12	19	<2,0	2,4
1030-п	<0,1	<0,1	0,54	следы	0,05	0,007	14	<15	9	16	6	<5	<10	<2,0	1,6
1031-га	0,63	<0,1	1,41	0,02	0,39	0,03	95	43	150	20	12	14	32	~2,0	2,2
1031-па	0,10	<0,1	0,25	следы	0,18	0,01	70	27	103	47	12	16	12	~2,0	1,8
1031-г	0,68	<0,1	2,51	0,04	0,38	0,04	99	127	160	23	8	22	31	2,6	2,2
1032-га	0,54	<0,1	2,40	0,05	0,34	0,05	81	62	80	24	13	26	19	2,3	1,5
1033-га	0,81	<0,1	2,18	0,03	0,37	0,04	61	22	72	23	12	21	21	2,5	~1,5
1033-п1	<0,1	<0,1	0,28	0,02	0,13	0,04	19	16	7	16	8	10	<10	~2,0	~1,5
1033-п2	0,10	<0,1	0,54	следы	0,21	0,06	40	<15	20	11	<5	12	~10	~2,0	~1,5
1034-п	<0,1	<0,1	0,28	следы	следы	0,003	<10	<15	<5	27	<5	<5	<10	2,1	<1,5
1034-па	0,20	<0,1	0,44	следы	0,30	0,004	61	<15	46	16	6	<5	12	2,0	2,0
1034-ау	4,60	<0,1	0,28	следы	0,22	0,004	20	<15	28	11	<5	6	18	2,2	1,8
1035-п	<0,1	<0,1	0,28	следы	0,06	0,002	15	<15	6	10	<5	<5	<10	~2,0	<1,5
1035-па	<0,1	<0,1	следы	следы	0,51	0,002	120	<15	28	12	6	~5	<10	<2,0	1,6
1036-а	0,22	<0,1	0,27	следы	0,14	0,002	15	<15	11	40	<5	<5	~10	<2,0	<1,5
1036-па	<0,1	<0,1	0,27	следы	0,05	0,002	12	<15	<5	11	<5	<5	<10	<2,0	<1,5
1037-п	<0,1	<0,1	0,44	следы	0,08	0,002	19	<15	~5	16	<5	~5	~10	2,1	<1,5
1037-а	0,40	<0,1	0,28	следы	0,12	0,002	12	<15	8	<10	<5	~5	14	~2,0	<1,5
1037-п	<0,1	<0,1	0,28	следы	0,05	0,002	10	<15	<5	11	<5	<5	<10	<2,0	<1,5
1037-п	<0,1	<0,1	0,27	следы	0,05	0,002	~10	<15	~5	10	<5	<5	~10	2,2	<1,5
1038-п1	<0,1	<0,1	0,27	следы	<0,1	0,004	~10	<15	<5	12	<5	<5	~10	2,2	<1,5
1038-п2	0,34	<0,1	0,28	следы	0,05	0,002	10	<15	10	13	<5	<5	<10	<2,0	~1,5
<i>правый борт долины р. Кистинка</i>															
1118-п	<0,1	0,44	0,82	0,02	0,93	<0,1	60	<15	69	13	<5	11	24	1,6	1,7
1118-п	0,3	<0,1	2,45	0,16	1,17	0,02	225	40	105	21	39	14	~10	1,6	~1,5
1121-а	0,25	<0,1	0,81	0,03	0,47	0,004	83	15	64	19	6	5	21	1,9	~1,5
1122-а1	0,2	<0,1	1,37	0,03	0,52	следы	92	17	104	18	5	8	28	2,1	1,5
1122-а2	0,15	<0,1	0,54	0,02	0,09	<0,1	~10	<15	10	15	<5	<5	<10	<1,5	<1,5
1122-па	<0,1	<0,1	0,35	0,03	0,38	следы	68	16	60	14	~5	6	19	2,0	1,5
1126-п	<0,1	<0,1	0,55	следы	0,33	<0,1	44	<15	60	15	<5	9	24	1,5	1,5
1128-а	0,20	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,03	75	18	100	18	<5	11	28	2,5	1,7
1129-п	<0,1	<0,1	0,83	0,02	0,14	<0,1	17	<15	14	~10	<5	6	~10	1,5	<1,5
1130-а	0,15	<0,1	0,83	0,02	0,19	следы	26	<15	29	13	<5	11	~10	<1,5	<1,5
<b>Циклаурская свита, южный склон г. Молчекорт</b>															
1131-га	не опр.	<0,1	3,72	0,05	0,50	0,04	83	30	92	23	6	9	20	1,8	~1,5
1133-а	0,3	<0,1	2,42	0,05	0,51	0,01	88	~15	99	14	<5	28	20	1,8	2,1
1135-1	0,5	<0,1	3,52	0,05	0,51	0,04	105	21	92	24	6	16	20	2,1	~1,5
1137-г	0,3	<0,1	5,0	0,07	0,40	0,03	90	80	65	35	27	25	12	1,9	<1,5
1138-а	0,1	<0,1	1,90	0,04	0,51	0,02	125	20	104	18	8	14	20	2,0	1,5
1139-га	0,4	<0,1	3,28	0,05	0,51	0,03	97	37	98	21	8	15	21	2,7	1,7
1140-г	0,55	<0,1	4,33	0,06	0,42	0,02	80	76	62	24	27	13	12	1,7	<1,5
1140-а	0,2	<0,1	2,47	0,05	0,61	0,05	129	24	140	23	7	17	24	2,1	1,5

Продолжение таблицы 6.7

№обр.	C <sub>орг</sub>	CO <sub>2</sub>	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
1142-г	0,4	<0,1	4,63	0,08	0,46	0,02	81	46	88	24	12	26	16	2,3	~1,5
1142-га	0,3	<0,1	3,10	0,05	0,53	не опр.	100	20	123	17	6	17	24	2,2	1,6
1143-г	0,6	<0,1	4,34	0,07	0,51	"	105	64	142	135	19	13	27	2,4	1,5
1144-г	0,5	<0,1	3,65	0,06	0,48	"	100	60	112	28	14	18	17	2,0	~1,5
<i>разрез к югу от Гвлетского массива</i>															
1363-г	0,63	<0,1	5,03	0,06	0,56	0,05	90	33	135	20	15	15	31	1,5	0,7
1364-г	0,42	<0,1	4,61	0,07	0,58	0,09	63	45	120	5	22	14	29	1,5	0,8
<b>Разрез Псеашхинской СФЗ к северу от Дарьяльского массива</b>															
<b>Кистинская свита</b>															
1474-а	0,54	<0,1	1,66	0,08	0,57	0,002	149	<15	152	<15	<5	22	36	2,2	1,6
<b>Циклаурская свита</b>															
1475-г	0,71	<0,1	4,17	0,06	0,57	0,05	108	79	141	18	26	21	36	3,5	2,5
1475-га	<0,1	<0,1	5,18	0,08	0,28	0,02	74	48	65	26	8	16	~10	3,4	<1,5
1476-п	<0,1	0,35	3,85	0,06	0,38	0,03	105	44	98	20	~5	12	~10	1,6	<1,5
1476-п	<0,1	<0,1	3,89	0,05	0,38	0,03	97	50	80	19	11	18	~10	1,6	<1,5
1476-г	0,74	<0,1	4,20	0,06	0,77	0,07	133	60	202	<15	10	16	30	2,2	1,9
1477-г	0,30	0,35	4,72	0,05	0,57	0,05	100	75	115	28	16	18	28	2,5	1,6
1477-ап	0,14	<0,1	5,27	0,07	0,57	0,05	101	58	99	27	13	31	16	2,0	1,6
<b>Ларская свита</b>															
1390-г	0,35	0,40	4,90	0,08	0,56	0,08	79	53	96	21	13	13	17	2,0	1,8
1390-п	<0,1	<0,1	3,98	0,06	0,33	0,06	57	38	47	32	10	18	11	1,8	<1,5
1391-г	0,87	<0,1	6,05	0,11	0,56	0,09	78	49	125	26	12	17	20	2,2	1,6
1391-п	<0,1	<0,1	4,75	0,08	0,34	0,05	42	36	42	34	17	21	10	1,6	<1,5
1392-г	0,60	4,30	5,81	0,09	0,52	0,09	87	72	145	26	18	14	19	2,2	<1,5
1393-г	0,75	<0,1	5,22	0,06	0,61	0,07	85	55	125	26	15	~5	20	1,9	1,6
1394-г	0,83	<0,1	5,57	0,10	0,57	0,08	78	49	130	28	20	23	22	2,5	1,5
1395-г	0,52	<0,1	5,42	0,07	0,61	0,08	84	44	113	45	13	~5	20	3,4	<1,5
1395-п	<0,1	<0,1	4,44	0,09	0,29	0,04	44	33	36	38	10	48	~10	2,0	<1,5
1396-г	0,40	<0,1	4,70	0,06	0,57	0,06	65	38	68	24	12	25	18	2,3	<1,5
1397-г	0,43	<0,1	5,35	0,06	0,57	0,07	70	68	150	45	15	26	19	2,0	2,0
<b>Дигоро-Осетинская СФЗ</b>															
<b>Разрез верхнего тоара-аалена к северу от Нелхского разлома</b>															
1398-г	0,19	<0,1	4,91	0,08	0,52	0,08	75	65	82	20	7	9	15	1,9	1,5
1398-п	<0,1	1,30	3,63	0,07	0,30	0,03	41	42	52	27	12	43	~10	1,5	<1,5
1399-г	0,35	<0,1	4,45	0,05	0,62	0,09	94	54	103	37	16	17	22	2,2	1,7
1399-п	<0,1	0,50	3,33	0,05	0,33	0,04	57	29	33	21	12	37	~10	<1,5	<1,5
1400-г	0,55	<0,1	5,55	0,05	0,57	0,1	73	48	101	28	15	22	21	2,0	<1,5
1401-г	0,57	<0,1	5,58	0,07	0,53	0,1	46	35	73	25	10	21	14	1,5	<1,5
1402-г	0,60	<0,1	5,13	0,06	0,56	0,08	93	59	170	44	15	26	22	2,4	<1,5
1402-п	<0,1	8,95	3,86	0,24	0,28	0,04	43	28	38	19	12	28	<10	1,9	1,5
1403-г	0,40	<0,1	4,45	0,05	0,57	0,09	94	62	140	20	13	6	21	2,0	1,8
1403-п	<0,1	1,20	8,01	0,11	0,33	0,08	44	80	49	45	32	49	12	1,9	<1,5
1404-г	0,46	0,80	5,57	0,07	0,52	0,09	79	62	128	35	18	25	21	2,4	2,4
1405-г	0,16	1,40	5,16	0,08	0,51	0,1	59	49	111	36	14	27	18	2,6	1,6
1406-г1	0,77	<0,1	4,15	0,04	0,62	0,09	90	49	124	53	10	24	22	2,5	1,5
1406-бг	0,48	<0,1	5,20	0,04	0,56	0,08	90	64	152	37	19	25	22	2,0	1,6
1406-п	<0,1	3,15	4,93	0,13	0,33	0,03	53	37	50	21	17	15	<10	1,9	<1,5
1407-п	0,71	<0,1	6,28	0,07	0,52	0,1	75	63	124	38	16	25	18	2,6	1,9
1408-г	0,72	<0,1	4,94	0,04	0,61	0,08	96	70	130	40	17	25	21	2,2	2,0
1409-г	0,35	<0,1	4,65	0,03	0,56	0,07	90	57	120	42	16	26	17	3,2	2,0
1410-г	0,94	<0,1	4,35	0,04	0,56	0,08	105	69	175	48	19	36	22	2,5	1,5
1411-г	0,51	<0,1	5,46	0,04	0,52	0,1	88	80	175	38	24	43	21	3,0	1,6
1412-г	0,78	1,45	5,27	0,07	0,52	0,1	78	64	135	33	17	27	19	3,2	1,9
1412-п	<0,1	12,40	4,39	0,18	0,28	0,03	29	21	42	17	8	12	~10	<1,5	1,6
1413-г	0,68	<0,1	4,12	0,04	0,56	0,07	95	69	150	43	22	28	20	1,7	2,5
1414-г	1,28	<0,1	5,01	0,04	0,53	0,07	101	62	145	44	18	24	18	3,0	2,0
1415-г	0,85	2,80	5,20	0,06	0,56	0,08	85	65	130	40	19	31	19	2,9	<1,5

## Окончание таблицы 6.7

<i>№ обр.</i>	<i>S<sub>орг</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ti</i>	<i>P</i>	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>V</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Pb</i>	<i>Ga</i>	<i>Ge</i>	<i>Mo</i>
Разрез ааленских отложений в истоках р. Суаргом															
Койрахская свита															
1493-аг	0,27	<0,1	4,91	0,05	0,56	0,08	92	62	131	43	19	27	17	1,9	1,6
1494-г	0,57	<0,1	4,44	0,04	0,57	0,07	66	55	107	35	12	30	18	2,8	<1,5
1495-гау	4,20	<0,1	5,55	0,08	0,47	0,07	107	82	150	59	35	39	21	2,4	<1,5
1495-ап	0,87	<0,1	3,61	0,04	0,67	0,07	97	68	132	49	20	30	22	2,5	1,9
1496-г	0,55	0,80	4,16	0,05	0,57	0,07	98	70	132	50	25	31	19	2,0	<1,5
1496-п	<0,1	4,50	3,27	0,08	0,38	0,04	54	44	44	20	14	22	<10	1,9	<1,5
1497-аг	0,65	2,25	5,25	0,09	0,57	0,09	83	57	147	31	21	30	17	2,5	1,8
1498-г	0,40	0,40	4,38	0,05	0,52	0,06	84	56	146	55	16	20	20	2,9	1,8
1499-аг	<0,1	1,55	4,15	0,05	0,62	0,07	87	69	133	41	19	22	19	2,8	1,8
1500-аг	0,62	1,25	4,38	0,05	0,52	0,08	89	53	147	46	20	31	26	2,4	2,3
Фортаухская свита															
1488-г	0,53	0,35	4,94	0,05	0,57	0,07	95	73	136	45	20	28	21	3,2	1,6
1487-г	0,79	<0,1	3,82	0,04	0,66	0,08	95	61	133	45	17	28	23	2,6	1,7
1486-га	0,45	6,10	5,49	0,11	0,52	0,09	90	61	132	41	18	27	18	2,6	1,9
1485-аг	0,63	3,00	4,85	0,06	0,51	0,07	87	55	127	39	16	24	28	2,1	1,6
1484-аг	0,54	2,20	6,13	0,06	0,53	0,06	82	63	142	33	18	41	22	2,1	3,4
1483-г	0,54	1,90	4,19	0,04	0,58	0,09	98	51	142	41	11	28	26	2,3	~1,5
1483-ап	<0,1	10,00	5,10	0,11	0,32	0,10	54	25	65	25	8	11	<10	1,9	<1,5
1482-аг	1,06	2,35	3,52	0,05	0,56	0,08	90	59	135	45	22	36	23	2,5	1,7
1481-г	1,09	0,50	2,46	0,02	0,61	0,06	92	55	122	50	18	32	31	2,2	1,7
1480-а	<0,1	2,00	3,84	0,05	0,42	0,09	85	45	95	31	11	15	14	2,1	1,6
1480-аг	1,23	<0,1	2,24	0,02	0,58	0,07	92	50	122	47	18	13	28	2,2	1,7
1480-аг1	0,75	<0,1	1,38	<0,1	0,57	0,02	115	20	157	<15	<5	19	33	2,1	1,7
<b>Бзыбско-Казбекская СФЗ</b> (к югу от Гвелетского массива)															
Циклаурская свита															
вулканогенная толща															
1337-г	0,17	<0,1	3,05	0,05	0,67	0,02	76	25	152	25	13	15	31	2,0	4,0
1341-г	<0,1	<0,1	7,73	0,42	0,64	0,06	69	45	187	145	21	14	30	1,2	11,5
1343-г	<0,1	<0,1	4,51	0,15	0,57	0,14	73	29	152	75	14	16	23	1,0	3,9
1345-г	<0,1	<0,1	3,10	0,13	0,61	0,11	80	28	205	30	15	35	26	1,5	1,0
1347-г	<0,1	<0,1	5,16	0,17	0,55	0,06	69	55	167	85	21	31	26	2,5	1,1
Казбекская свита															
1353-аг	0,46	0,60	4,50	0,06	0,56	0,09	63	29	138	25	14	32	33	2,5	1,3
1353-п	0,14	2,50	2,94	0,11	0,32	0,05	52	22	45	17	5	29	11	1,7	<1,5
1354-г	0,87	0,80	3,78	0,07	0,54	0,05	62	45	135	15	15	28	31	2,0	1,4
1354-п	<0,1	0,35	2,58	0,10	0,45	0,06	65	38	95	20	26	34	26	1,2	1,3
1357-г	3,10	<0,1	4,63	0,13	0,62	0,05	65	29	130	22	15	45	34	2,0	1,4
1357-п	0,07	<0,1	2,30	0,05	0,42	0,05	60	32	92	20	16	27	24	1,2	1,1
1359-п	<0,1	<0,1	2,46	0,05	0,33	0,05	62	30	64	20	<5	14	11	~1,5	<1,5
1360-г	0,89	<0,1	3,63	0,07	0,54	0,07	62	35	135	43	14	47	34	1,5	1,1
1360-п	<0,1	<0,1	3,44	0,07	0,49	0,07	87	44	120	22	20	25	22	2,5	0,7
Гудошаурская свита															
1380-г	0,60	<0,1	6,06	0,06	0,67	0,09	70	55	130	47	20	41	35	3,3	0,7
1382-г	0,81	<0,1	4,65	0,24	0,57	0,05	63	55	120	85	32	41	33	2,0	1,0
1384-г	0,71	<0,1	5,19	0,26	0,58	0,05	65	60	125	53	17	38	31	2,0	1,0
1386-г	0,73	0,35	9,77	0,41	0,66	0,12	70	60	172	275	20	30	40	4,0	~0,8
Бусарчильская свита															
1374-г	0,57	<0,1	4,22	0,09	0,61	0,06	70	50	140	43	22	40	36	2,5	1,1
1374-п	<0,1	3,50	5,38	0,32	0,35	0,10	60	53	85	20	25	32	17	1,5	1,3
1376-г	<0,1	<0,1	4,25	0,05	0,62	0,09	60	48	105	43	20	34	29	2,5	1,3
1376-п	<0,1	4,50	3,30	0,23	0,28	0,05	35	22	40	~15	9	16	~10	2,0	1,6
1377-г	0,78	<0,1	4,38	0,04	0,68	0,09	67	45	135	20	15	31	38	2,5	1,0
1377-п	<0,1	6,30	3,76	0,29	0,32	0,07	68	45	60	~15	10	20	~10	1,5	<1,5
1378-г	0,65	<0,1	3,96	0,04	0,63	0,07	69	45	135	20	14	30	36	1,5	1,0
1379-п	<0,1	6,25	5,12	0,42	0,27	0,10	47	50	38	~15	21	34	~10	~1,5	1,5

См. Примечание к таблице 6.1

риала служили местные породы доюрского гранитоидного комплекса, для которых характерны низкие содержания многих элементов. Позднеплинсбахская трансгрессия привела к установлению устойчивых морских обстановок. Подъем уровня моря обусловил прекращение размыва местных пород; осадочный материал начал поступать из других мест, что и определило изменение геохимического облика пород.

При рассмотрении геохимических особенностей  $J_{1-2}$  отложений осевой части Центрального Кавказа обращает на себя внимание аномально низкое содержание диагенетических конкреций в среднелейасовой толще. В кистинской свите встречаются единичные стяжения, в циклаурской – они также весьма редки. Такая картина подавленности диагенетического конкрециеобразования для разных свит обусловлена, очевидно, различными причинами, связанными со спецификой формирования этих осадочных комплексов. Так для кистинской свиты было характерно достаточно высокое содержание растительного ОВ, что видно по остаточному  $C_{орг}$  в породах (см. табл. 6.7); причем это растительное ОВ было «свежим», реакционноспособным, поскольку образовывалось поблизости – в пределах местных наземных прибрежных и морских ландшафтов. Это обстоятельство, казалось бы, должно было создать благоприятные условия для диагенетического сидеритообразования. Однако, как отмечалось выше, для отложений этой свиты характерны очень низкие содержания Fe в породах, что было связано с особенностями состава источников осадочного материала. Таким образом, если одного из компонентов, необходимых для сидеритообразования было вполне достаточно (ОВ), то другого – реакционноспособного Fe явно не хватало, что и обусловило неразвитость диагенетического карбонатообразования в осадках кистинского бассейна. При этом заметим, что в отложениях вериютской свиты (накапливавшихся субсинхронно с кистинской свитой), в которых оба компонента присутствовали в достаточных количествах, процессы диагенетического конкрециеобразования реализовывались достаточно активно.

Переход от кистинской свиты к циклаурской должен был бы существенно изменить ситуацию, так как в породах последней содержится достаточно количество Fe и  $C_{орг}$ . Однако несмотря на это диагенетическое конкрециеобразование также не получило здесь широкого распространения, хотя в незначительной степени все же возросло. По всей вероятности, это связано с тем, что позднеплинсбахская трансгрессия существенно

увеличила площадь бассейна и в его осевую часть (в пределах Центрального Кавказа) с суши поступало ОВ уже в значительной степени окислившееся и потерявшее свою реакционную способность. В результате этого в осадках, видимо, не происходило активного восстановления Fe и процесс формирования конкреций реализовывался весьма редко. Напротив, в разновозрастных осадках, приближенных к береговой зоне (разрез домерских отложений Восточной Балкарии, р. Эльсу), процессы сидеритообразования протекали крайне интенсивно. В разновозрастных с циклаурской свитой домерских отложениях Восточного Кавказа диагенетическое конкрециеобразование осуществлялось более активно, чем в толщах Центрального Кавказа, что, очевидно, было связано с близостью крупной древней дельты, активно поставлявшей в водоем значительное количество реакционноспособного ОВ.

**Бзыбско-Казбекская СФЗ.** Полученные нами геохимические характеристики терригенных отложений (циклаурская, казбекская, гудошаурская, бусарчилская свиты) показывают, что в целом для них характерно содержание элементов, близкое к кларковому (см. табл. 6.7, обр. 1337–1379; места отбора образцов см. рис. 10.1). Однако следует отметить, что в глинистых породах циклаурской свиты этой СФЗ, накапливавшихся в осевой части бассейна одновременно с проявлявшейся здесь вулканической деятельностью (вулканогенный горизонт циклаурской свиты) наблюдается некоторое повышение содержаний Mn, Mo, иногда Fe, Cu (см. табл. 6.7, обр. 1337–1347). На увеличение содержания в терригенных породах вулканогенного горизонта некоторых элементов указывал также М. Беридзе [1983].

Вулканогенный горизонт формировался как вследствие излияния лав на дно водоема, так и в результате внедрения согласных напластованию слоев силлов.

В принципе возможны 2 варианта обогащения терригенных отложений из этого горизонта рядом элементов: 1 – вследствие конседиментационного гидротермально-осадочного процесса, 2 – в результате воздействия на уже сформированный осадок термальных растворов, связанных с образованием силлов и подушечных лав. Однако последний вариант, видимо, менее вероятен. Нами анализировались породы из приконтактных зон с силлоподобными телами, залегающими в отложениях циклаурской свиты, но вне вулканогенно-осадочного горизонта (Псеашхинская СФЗ) и не было зафиксировано какого-либо привноса в приконтактные зоны элементов рассматриваемой группы.

По всей вероятности, некоторое обогащение осадков Mn (иногда Fe) связано с их поставкой в водоем гидротермами, сопровождавшими подводно-вулканическую деятельность. Что касается Mo, то отметим следующее. В гидротермальных растворах этот элемент, как правило, не обнаруживает повышенных концентраций [Бутузова, 1998] и поступление Mo с ними в юрский водоём маловероятно. Однако с гидротермами в водоем могли выноситься заметные количества  $H_2S$ , который образовывал с содержащимся в морской воде Mo сульфиды; последние осаждались на дно и обогащали осадки этим элементом. Вместе с тем, следует отметить, что обогащение осадков некоторыми элементами, связанными в той или иной степени с гидротермальным процессом, проявилось в относительно небольшой степени.

Отметим также некоторое возрастание содержания Fe и Mn в изученных образцах гудошаурской свиты. Однако ответ на вопрос является ли эта тенденция характерной для всей свиты, требует дополнительных исследований. Увеличение в песчаных прослоях бусарчильской свиты содержания Mn по сравнению с глинистыми породами (иногда почти на порядок, см табл. 6.7, обр. 1374–1379) обусловлено диагенетической миграцией бикарбонатов из глин в песчаные отложения и изоморфным вхождением Mn в структуру карбонатов (прослеживается отчетливая корреляция между Mn и  $CO_2$ ).

**Восточный Кавказ.** Как уже отмечалось, на территории Дагестана, Чечни и отчасти Ингушетии развит крупный дельтовый и авандельтовый осадочный комплекс. Анализ содержания в этих толщах химических элементов показывает, что в целом для них, как и для других районов прогиба Большого Кавказа, характерно довольно равномерное распределение, что в значительной мере было обусловлено очень высокими скоростями осадконакопления (табл. 6.8; места отбора образцов см. рис. 11.4 и 11.5). Особенностью отложений этого региона является чрезвычайно высокая интенсивность диагенетических процессов, что фиксируется во всех гранулометрических типах пород – от глинистых до песчаных. Обусловлено это было выносом палеорекой в водоем больших количеств свежего реакционноспособного ОВ, т.е. обеспечивалось одно из главных условий для успешного течения процессов диагенеза. Некоторые интервалы отложений, накапливавшихся на фоне трансгрессий, характеризовались особенно высокой диагенетической активностью, причины и следствия чего будут рассмотрены в дальнейшем. Высокая интенсивность

сидеритообразования была обусловлена также тем, что значительная доля Fe поступала в водоем из наземных озерно-болотных систем в виде Fe-органических соединений и легко вовлекалось в диагенетические преобразования. Об этом, в частности, свидетельствует обогащение соединениями железа слоек в косослоистых песчаниках, неоднократно отмечавшееся нами в отложениях авандельтового комплекса и особенно многочисленное в породах батлухской и датунской свит (см. рис. 7.3, и приложение, фототаблицы 5 и 7). Поскольку вынос ОВ, соединений Fe и других элементов и их накопление в осадках происходило при образовании как глинистых, так и песчаных отложений, в последних процессы диагенетического минералообразования и перераспределения вещества протекали здесь с чрезвычайно высокой интенсивностью, подобной которой нигде в разновозрастных отложениях Центрального и Западного Кавказа не наблюдалось. Причем перераспределение железистого карбонатного материала в песчаных осадках часто протекало по схеме диагенетического ритмообразования, разработанной ранее [Гаврилов, 1978, 1982]. Вследствие этого песчаные горизонты приобретали полосчатый облик (так называемые «тигroidные» песчаники). Когда дельта отодвинулась в байосе далеко на север и в эту часть водоема прекратился привнос заметных количеств реакционноспособных компонентов, диагенетические процессы резко ослабли и в песчаных горизонтах этого возраста (например, в песчаниках кумухской свиты) следов активных процессов перераспределения вещества не наблюдается.

Следует отметить, что разнообразие фациальных обстановок осадконакопления внутри дельтового комплекса в значительной мере определяло геохимический облик отложений. Соответственно, интенсивность диагенетических процессов в разных по генезису пластах песчаников могла существенно различаться. В разрезах иногда соседствуют песчаные горизонты, из которых в одних проявления диагенеза достигали максимальной силы, а в других почти отсутствовали. То же можно сказать и о распределении в песчаниках малых элементов. Так, например, сравнение содержаний элементов в пологокосослоистых шельфовых песчаниках и в песчаниках с многоэтажной однонаправленной косо слоистостью, образованных активными потоками стока, показало, что в последних содержания элементов, как правило, более низкие (см. табл. 6.8), что обусловлено разной степенью сортировки материала. Однако в настоящей работе этот вопрос специально не рассматривается.

**Таблица 6.8.** Содержания химических элементов в отложениях Северо-Восточного Кавказа (район развития дельтового комплекса)

<i>№ обр.</i>	<i>C<sub>орг</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ti</i>	<i>P</i>	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>V</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Pb</i>	<i>Ga</i>	<i>Ge</i>	<i>Mo</i>
<b>Метлюта-Ахтычайская СФЗ</b>															
<b>Бассейн р. Аварское Койсу</b>															
Бежитинская свита															
<i>левобережье р. Хзанор, район пос. Бежта</i>															
207-аг	0,60	1,25	4,19	0,07	0,51	0,11	80	46	118	36	20	24	26	<1,5	1,6
212-а	0,23	1,60	5,03	0,04	0,51	0,09	99	54	135	30	22	34	25	2,2	1,5
216-г	0,48	<0,1	4,47	0,03	0,51	0,09	88	48	145	41	18	28	28	1,5	<1,5
217-г	0,60	<0,1	3,63	0,02	0,59	0,09	87	36	140	38	14	20	29	2,0	<1,5
217-п	<0,1	1,55	4,75	0,07	0,26	0,08	48	50	76	28	20	29	18	~1,5	<1,5
218-г	0,88	<0,1	4,75	0,06	0,51	0,11	70	44	122	32	22	23	24	2,0	<1,5
219-г	0,45	<0,1	3,91	0,02	0,59	0,10	72	42	130	38	19	26	30	1,5	1,5
221-г	0,30	<0,1	4,19	0,04	0,59	0,09	70	34	119	44	14	25	26	<1,5	<1,5
<i>разрез по р. Симбирисхеви</i>															
229-г	0,52	<0,1	4,43	0,05	0,56	0,11	78	38	128	40	12	20	30	<1,5	<1,5
229-п	0,20	0,80	7,21	0,19	0,36	0,06	48	62	100	22	22	32	18	<1,5	<1,5
231-г	0,83	0,35	5,27	0,08	0,58	0,11	68	39	114	33	19	26	26	~1,5	<1,5
<i>разрез по р. Ацукватля</i>															
238-г	0,34	2,50	4,99	0,06	0,48	0,06	78	45	135	42	20	30	27	2,2	<1,5
238-п	<0,1	0,65	5,27	0,10	0,29	0,04	41	39	58	~20	22	30	13	~1,5	3,6
<i>разрез в районе вершины горы Цодолошида</i>															
242-г	<0,1	<0,1	4,83	0,09	0,56	0,07	90	37	133	32	20	24	30	<1,5	~1,5
242-п	0,12	9,00	4,44	0,06	0,29	0,04	41	32	62	20	14	20	18	<1,5	<1,5
243-г	0,52	<0,1	4,70	0,04	0,20	0,07	90	38	145	47	12	35	32	1,7	<1,5
Верхнеплинсбахские отложения															
<i>разрез по р. Джурмут</i>															
245-г	0,26	0,80	5,01	0,09	0,47	0,07	64	33	92	32	14	20	20	1,8	<1,5
245-п	<0,1	<0,1	5,93	0,07	0,34	0,07	54	44	72	38	23	15	17	1,5	2,4
250-г	0,75	<0,1	4,97	0,07	0,54	0,09	72	36	100	29	13	28	25	1,8	<1,5
256-г	0,68	<0,1	3,89	0,04	0,57	0,07	88	36	115	40	13	27	30	1,7	<1,5
256-п	<0,1	0,30	4,81	0,13	0,29	0,05	46	40	61	30	20	140	16	1,8	<1,5
259-г	0,71	<0,1	4,81	0,03	0,61	0,08	63	31	114	29	12	26	27	1,5	<1,5
265-г	0,91	0,40	3,87	0,07	0,48	0,07	74	34	109	36	18	22	24	~1,5	~1,5
265-п	<0,1	3,05	1,83	0,04	0,25	0,02	44	18	58	20	~10	18	14	<1,5	<1,5
<i>разрез по р. Аварское Койсу</i>															
13-г	0,48	0,30	4,47	0,02	0,59	0,1	69	35	160	40	10	30	34	<1,5	1,7
14-п	<0,1	3,45	3,63	0,05	0,31	0,05	55	33	85	26	11	17	17	<1,5	<1,5
17-г	0,73	<0,1	3,91	0,09	0,51	0,05	78	38	142	30	11	35	26	<1,5	1,5
652-г	0,27	1,50	5,20	0,10	0,60	0,06	33	20	64	~20	~10	18	21	~1,5	<1,5
653-г	0,57	<0,1	3,67	0,008	0,61	0,03	83	33	142	25	10	26	34	1,7	2,2
653-п	<0,1	0,30	3,79	0,021	0,32	0,01	47	30	62	22	12	17	19	1,5	<1,5
654-г	0,77	0,75	4,81	0,007	0,86	0,03	71	30	130	39	11	52	33	1,6	~1,5
654-п	<0,1	3,50	3,74	0,10	0,33	0,02	41	24	52	20	12	14	12	~1,5	<1,5
656-п	<0,1	7,40	2,99	0,18	0,37	0,02	48	17	66	22	11	18	15	~1,5	<1,5
656-г	0,63	<0,1	4,63	0,02	0,73	0,07	70	32	110	22	12	14	30	~1,5	1,8
657-п	<0,1	1,80	2,19	0,05	0,30	0,03	63	18	59	20	10	21	13	~1,5	<1,5
659-п	<0,1	2,30	2,64	0,05	0,48	0,04	97	22	89	22	13	19	18	1,5	~1,5
660-г	0,74	<0,1	3,63	0,02	0,71	0,06	85	37	152	22	12	13	41	1,9	~1,5
660-п	0,11	1,50	3,48	0,05	0,42	0,06	81	29	92	22	15	19	23	1,9	~1,5
20-г	0,58	0,25	3,63	0,02	0,51	0,03	70	35	130	30	13	20	30	<1,5	1,6
662-г	0,38	<0,1	4,21	следы	0,80	0,05	85	30	145	33	10	21	43	1,9	~1,5
662-п	<0,1	1,20	5,08	0,09	0,32	0,03	47	35	54	20	20	15	14	~1,5	<1,5
663-г	1,55	<0,1	3,87	следы	1,01	0,03	90	28	132	~20	10	~10	41	1,7	<1,5
663-п	<0,1	0,55	5,31	0,04	0,37	0,05	52	31	59	27	16	17	17	1,6	<1,5
664-г	0,40	<0,1	3,06	следы	0,75	0,03	93	26	136	~20	10	24	35	1,6	2,1
664-п	<0,1	1,90	1,69	0,03	0,37	0,04	60	25	64	~20	~10	~10	17	~1,5	<1,5
23-г	<0,1	<0,1	5,86	0,03	0,51	0,05	65	34	120	<30	10	15	27	<1,5	~1,5
23-ап	<0,1	0,50	3,63	0,02	0,38	0,04	71	41	137	40	13	24	26	<1,5	~1,5

Продолжение таблицы 6.8

№обр.	C <sub>орг</sub>	CO <sub>2</sub>	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
665-г	0,63	<0,1	4,33	0,02	0,62	0,05	63	36	117	~20	10	20	35	2,0	~1,5
665-п1	<0,1	2,35	5,41	0,16	0,33	0,02	55	35	60	22	14	18	13	1,5	<1,5
665-п2	<0,1	2,10	5,92	0,11	0,25	0,08	48	20	78	~20	15	~10	12	~1,5	<1,5
666-г	0,30	<0,1	2,69	следы	0,71	0,04	74	30	127	22	~10	60	36	2,2	2,5
666-п1	<0,1	1,80	5,79	0,15	0,36	0,04	70	53	84	34	25	31	21	1,7	<1,5
666-п2	0,14	2,25	3,09	0,09	0,24	0,02	46	21	80	29	10	16	14	<1,5	<1,5
667-г	0,08	<0,1	4,12	0,08	0,58	0,07	90	46	127	34	18	26	25	1,5	1,5
667-п	<0,1	1,15	2,72	0,15	0,48	0,08	83	54	102	29	21	34	20	2,3	~1,5
25-а	<0,1	0,50	5,58	0,17	0,51	0,04	70	43	122	15	15	27	23	<1,5	~1,5
25-б	<0,1	0,80	6,14	0,1	0,38	0,05	77	79	110	71	30	37	24	<1,5	<1,5

**Агвали-Хивская СФЗ**

Ратлубская свита

*разрез к северу от Тлимкапуслинского разлома*

669-г	0,33	<0,1	3,37	следы	0,62	0,07	102	36	125	~20	~10	12	28	2,6	~1,5
669-п	<0,1	5,50	4,62	0,08	0,36	0,01	112	14	75	~20	19	22	15	1,5	<1,5
670-г	0,48	<0,1	3,22	следы	0,69	0,05	110	43	128	~20	11	15	31	1,5	~1,5
670-п1	<0,1	12,00	4,12	0,20	0,24	0,03	63	11	43	24	14	24	~10	<1,5	~1,5
670-п2	<0,1	3,65	3,97	0,12	0,23	0,04	55	27	48	25	14	32	~10	2,3	<1,5
671-г	<0,1	<0,1	4,29	0,02	0,60	0,06	91	39	93	~20	~10	22	33	2,3	~1,5
671-п	<0,1	2,60	3,35	0,09	0,38	0,03	99	43	53	25	16	27	19	1,7	<1,5
27-а	0,64	<0,1	3,91	0,02	0,51	0,05	90	51	127	~30	13	35	30	<1,5	1,6
27-п	<0,1	0,40	4,19	0,06	0,26	0,05	61	61	71	37	19	24	15	<1,5	<1,5
672-г	0,66	<0,1	3,91	0,02	0,56	0,07	112	48	137	~20	14	21	32	2,0	1,5
672-п	0,60	2,10	3,63	0,23	0,38	0,03	81	22	64	~20	12	14	17	~1,5	<1,5
31-га	1,15	<0,1	4,47	0,02	0,51	0,08	90	51	145	<30	13	29	35	<1,5	1,7
673-г	1,12	<0,1	3,63	0,03	0,38	0,04	97	48	100	34	20	20	23	2,0	~1,5
32-га	0,62	<0,1	4,47	0,03	0,51	0,13	85	48	150	47	16	29	29	<1,5	1,5
35а	0,35	1,80	3,35	0,06	0,43	0,05	86	37	127	<30	16	45	19	<1,5	1,5
674-г	1,02	<0,1	2,79	0,02	0,67	0,08	115	33	135	34	11	23	28	2,0	1,7
674-п	<0,1	0,50	3,63	0,04	0,38	0,04	108	27	90	~20	12	29	20	2,0	~1,5
675-г	0,81	<0,1	3,07	<0,1	0,64	0,05	131	34	150	<20	<10	32	39	2,0	1,9
675-п	<0,1	<0,1	2,79	0,02	0,38	0,02	77	27	110	<20	12	17	23	2,3	~1,5
36-г	0,73	<0,1	3,35	0,01	0,51	0,08	110	40	175	<30	12	45	34	<1,5	1,6
36-п	<0,1	9,00	3,79	0,20	0,31	0,04	78	17	59	<20	11	41	11	<1,5	2,3
37-г	0,85	0,35	3,91	0,02	0,59	0,11	88	36	200	20	10	35	38	<1,0	1,8

Отложения стратотипических разрезов свит дельтового комплекса

Ратлубская свита

*нижняя подсвита, разрез в 3 км к югу от устья р. Тлянубтляр*

1522-г	0,52	0,40	2,89	0,02	0,71	0,03	113	50	170	35	20	19	29	2,7	1,9
1523-г	0,40	<0,1	3,72	0,02	0,58	0,07	88	42	140	27	11	23	28	2,9	1,1
1523-аг	0,54	<0,1	4,88	0,02	0,59	0,06	107	43	200	32	12	21	24	2,7	1,6
1523-п	<0,1	3,90	2,94	0,11	0,34	0,06	95	28	80	17	15	19	11	1,3	1,7
1524-п	<0,1	1,00	1,45	0,03	0,37	0,03	81	23	67	20	12	10	12	1,6	1,1
1524-га	2,46	0,40	5,44	0,02	0,59	0,01	117	32	165	55	11	41	19	2,5	2,2
1524-п	<0,1	0,60	2,70	0,03	0,49	0,06	107	32	105	21	14	9	14	2,7	1,8
1525-г	0,47	0,30	2,64	0,03	0,71	0,07	115	36	145	27	13	19	25	16,0	1,5
1525-п1	<0,1	<0,1	3,23	0,05	0,48	0,05	145	38	100	17	16	10	12	4,4	1,4
1525-п2	<0,1	0,75	2,64	0,05	0,42	0,03	100	27	88	17	12	12	11	1,7	1,6
1525-п3	<0,1	1,65	3,29	0,11	0,28	0,06	81	24	34	17	12	14	24	3,1	1,7
1527-п1	<0,1	2,50	3,07	0,03	0,38	0,04	99	34	83	<5	12	9	12	1,3	<1,0
1527-п2	<0,1	1,50	3,47	0,04	0,14	0,06	57	18	49	<5	6	~5	<10	1,2	<1,0
1527-п3	<0,1	1,60	1,68	0,02	0,14	0,01	35	10	30	17	~5	7	<10	1,0	<1,0
1527-п4	<0,1	1,35	1,56	0,03	0,14	<0,1	44	14	43	21	7	11	<10	1,2	<1,0
1527-п5	<0,1	1,90	2,79	0,02	0,34	0,02	110	20	50	<5	7	7	<10	1,2	<1,0
1528-г	0,14	2,10	3,35	0,02	0,62	0,07	110	52	170	32	9	18	28	3,4	1,6
1528-а	<0,1	<0,1	5,03	0,06	0,53	0,06	110	55	150	19	12	26	20	2,1	<1,5
1528-п	<0,1	2,00	2,79	0,03	0,34	0,03	115	29	123	11	12	21	13	2,0	<1,5
1529-г	1,65	2,50	3,07	0,02	0,62	0,06	125	45	258	40	14	25	44	2,0	1,5

Продолжение таблицы 6.8

№ обр.	C <sub>орг</sub>	CO <sub>2</sub>	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
1529-а	<0,1	7,00	6,42	0,08	0,34	0,06	125	55	110	19	23	10	12	1,2	<1,5
1529-п	0,14	3,15	3,35	0,03	0,53	0,04	157	33	115	19	16	18	15	1,1	<1,5
1530-п	<0,1	1,60	1,62	0,05	0,24	0,02	62	18	36	14	7	23	<10	1,2	~1,4
1530-г	1,22	0,85	3,07	0,02	0,58	0,07	115	47	230	40	15	32	37	1,9	1,6
1531-п	<0,1	13,15	4,39	0,10	0,35	0,05	72	28	74	11	12	21	11	1,3	<1,5
1531-г	0,58	0,75	3,35	0,02	0,72	0,09	100	52	200	50	17	31	33	1,5	1,7
1531-а	<0,1	10,65	9,40	0,18	0,33	0,03	58	38	61	10	17	27	9	1,3	<1,5
1532-г	1,00	0,30	1,66	0,03	0,65	0,03	110	35	210	35	12	30	34	1,4	<1,5
1532-п1	<0,1	3,00	3,78	0,05	0,34	0,05	62	49	84	14	14	22	13	1,5	<1,5
1532-а	<0,1	7,30	8,86	0,16	0,45	0,05	70	56	89	5	21	14	10	1,1	<1,5
1532-п2	<0,1	1,50	2,15	0,03	0,34	0,03	84	30	78	14	13	7	10	1,2	~1,4
<i>верхняя подсвита</i>															
1533-п	<0,1	0,60	4,33	0,05	0,34	0,02	110	47	95	16	16	17	10	1,2	~1,3
1533-г	1,07	0,30	5,03	0,06	0,58	0,07	79	53	164	24	16	33	27	1,9	<1,5
1535-п1	<0,1	<0,1	2,23	0,01	0,34	0,03	72	53	61	5	9	12	40	1,0	~1,4
1535-г	<0,1	<0,1	3,14	0,02	0,61	0,06	82	45	157	27	14	21	24	2,1	<1,5
1535-п2	<0,1	2,30	5,46	0,02	0,49	0,06	79	49	100	14	14	17	14	2,0	1,5
1536-п1	<0,1	<0,1	2,74	0,02	0,35	0,03	55	30	74	16	12	14	13	1,4	~1,4
1536-п2	<0,1	<0,1	2,64	0,01	0,43	0,04	100	23	92	7	12	7	10	1,0	<1,5
<i>Игорская свита</i>															
1554-г	0,27	1,20	4,53	0,04	0,66	0,06	52	62	120	40	9	20	35	1,4	1,0
1554-а	<0,1	0,95	4,13	0,06	0,50	0,06	44	60	65	20	11	21	18	1,0	<1,0
1554-п	<0,1	1,10	2,42	0,03	0,55	0,03	92	35	85	15	8	10	19	1,0	<1,0
1555-г	<0,1	0,75	4,32	0,04	0,61	0,06	52	68	120	55	10	7	35	1,4	<1,0
1555-а	<0,1	3,85	6,86	0,10	0,54	0,06	52	66	65	25	11	19	17	2,0	<1,0
1556-а	<0,1	2,70	5,28	0,16	0,65	0,09	56	70	115	55	12	26	32	1,0	<1,0
1556-п	<0,1	2,75	4,59	0,04	0,43	0,04	44	50	60	25	10	8	16	1,0	<1,0
1557-г	<0,1	2,05	4,26	0,02	0,58	0,05	48	55	115	45	12	28	31	1,0	<1,0
1557-па	<0,1	0,60	6,83	0,03	0,46	0,08	31	65	47	33	15	38	18	1,0	<1,0
1558-а	<0,1	<0,1	4,01	0,03	0,63	0,09	52	62	110	50	11	21	38	1,0	1,0
1558-п1	<0,1	1,35	4,67	0,14	0,40	0,04	31	35	34	20	8	12	12	1,0	<1,0
1558-па	<0,1	0,85	6,91	0,06	0,53	0,09	44	95	72	40	12	25	26	2,0	<1,0
1558-г	<0,1	0,30	3,79	0,04	0,61	0,06	52	65	120	55	10	21	50	4,2	<1,0
1558-п2	<0,1	0,50	3,51	0,03	0,58	0,05	65	26	78	7	9	5	15	<1,0	<1,0
1559-г	<0,1	<0,1	4,47	0,04	0,58	0,09	60	75	110	55	11	21	41	2,0	<1,0
1559-а	<0,1	1,40	7,52	0,18	0,41	0,08	40	95	50	30	13	12	19	1,4	<1,0
1559-г2	<0,1	<0,1	3,92	0,05	0,60	0,08	110	120	160	55	15	20	48	2,0	1,0
1559-п1	<0,1	0,60	4,13	0,10	0,41	0,04	60	70	50	20	12	9	17	<1,0	<1,0
1559-п2	<0,1	2,95	2,87	0,06	0,44	0,03	65	24	45	10	7	10	13	<1,0	<1,0
1559-п3	<0,1	2,80	2,77	0,05	0,45	0,03	100	30	65	10	10	12	16	1,0	<1,0
1537-п1	<0,1	0,60	1,81	0,02	0,29	0,02	40	17	45	10	8	13	19	<1,0	<1,0
1537-п2	<0,1	1,55	2,30	0,02	0,38	0,04	48	20	70	15	9	17	27	<1,0	<1,0
<i>Тлянубская свита</i>															
1538-г	<0,1	1,35	2,71	0,04	0,61	0,06	63	65	130	55	16	33	60	2,0	<1,0
1538-а1	<0,1	6,50	7,45	0,16	0,43	0,05	60	65	115	25	16	21	35	1,4	<1,0
1538-а2	<0,1	11,05	4,34	0,11	0,37	0,05	57	28	65	15	10	11	17	<1,0	<1,0
1539-п1	0,93	13,10	6,07	0,18	0,44	0,04	75	38	75	15	9	16	16	<1,0	<1,0
1539-г	0,40	2,90	4,06	0,08	0,59	0,03	65	80	120	50	23	27	54	1,0	<1,0
1539-п2	<0,1	4,60	4,67	0,08	0,59	0,05	140	42	70	10	10	13	16	1,4	<1,0
1539-а	0,32	4,00	4,80	0,08	0,57	0,07	47	58	78	35	12	20	33	1,0	<1,0
1540-п	<0,1	1,85	3,27	0,07	0,52	0,05	60	27	60	14	10	11	18	<1,0	<1,0
1544-а	0,12	<0,1	5,21	0,03	0,49	0,06	47	60	85	30	12	21	38	<1,0	<1,0
1544-г	0,63	0,30	3,77	0,03	0,60	0,06	55	60	110	60	10	29	62	2,0	<1,0
<i>Цекобская свита</i>															
1541-г	0,54	<0,1	2,23	следы	0,58	0,08	74	36	160	35	9	40	33	1,5	1,5
1541-га	0,48	<0,1	3,91	0,04	0,48	0,09	70	40	160	40	22	29	28	1,9	~1,4
1541-п1	<0,1	17,30	5,58	0,17	0,34	0,06	53	16	70	~5	11	7	<10	1,0	<1,5
1541-п2	<0,1	2,55	2,79	0,03	0,48	0,05	64	23	112	10	16	19	14	1,0	1,7
1541-п3	<0,1	0,85	3,07	0,04	0,29	0,04	37	20	74	14	12	17	12	1,1	<1,5



Продолжение таблицы 6.8

<i>№ обр.</i>	<i>C<sub>орг</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ti</i>	<i>P</i>	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>V</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Pb</i>	<i>Ga</i>	<i>Ge</i>	<i>Mo</i>
1541-п4	<0,1	1,10	3,63	0,06	0,58	0,05	80	17	120	7	12	14	12	1,1	<1,5
1542-па	<0,1	0,35	3,60	0,03	0,35	0,07	71	36	135	19	14	29	23	1,5	1,5
1542-ар	0,60	<0,1	4,38	0,05	0,64	0,07	98	66	185	81	21	54	40	3,2	1,8
1542-п	<0,1	0,95	1,45	0,04	0,48	0,06	77	24	99	34	10	29	23	2,3	<1,0
1543-г	1,22	1,95	3,68	0,05	0,57	0,07	105	54	185	55	23	59	36	1,8	1,5
1543-а	<0,1	<0,1	4,82	0,08	0,48	0,08	88	52	130	34	21	39	23	1,3	2,1
1543-п1	<0,1	2,10	1,93	0,03	0,35	0,04	59	22	85	28	14	26	15	0,9	1,2
1543-п2	<0,1	<0,1	0,81	0,04	0,13	0,02	23	9	42	23	6	14	8	1,3	1,0
1543-п3	<0,1	2,10	2,33	0,05	0,33	0,04	60	30	85	31	18	26	14	0,9	<1,0
1543-ар	0,75	<0,1	2,11	0,04	0,71	0,06	123	42	215	66	18	47	45	1,6	<1,0
1543-ап	<0,1	5,30	2,70	0,14	0,34	0,06	68	80	110	34	34	22	14	1,1	<1,0
1548-п1	<0,1	<0,1	1,09	0,02	0,59	0,01	94	12	86	28	9	19	18	0,8	1,3
1548-п2	<0,1	<0,1	0,77	0,02	0,14	0,01	21	12	26	20	8	22	9	0,8	1,0
1548-п3	<0,1	0,35	0,53	0,03	0,48	0,05	55	19	66	25	14	23	18	1,1	1,2
1548-г	0,64	2,40	3,49	0,05	0,58	0,07	84	44	160	59	18	35	33	1,6	<1,0
1548-а	<0,1	1,00	2,18	0,03	0,49	0,1	68	30	97	34	15	64	18	1,6	<1,0
1549-п1	1,20	0,75	1,63	0,03	0,49	0,04	75	9	80	34	6	26	18	0,9	<1,0
1549-п2	0,62	0,40	0,54	0,02	0,20	0,02	22	6	14	23	~4	13	7	1,1	1,0
1549-п3	<0,1	0,70	1,08	0,05	0,24	0,04	21	14	36	22	~4	23	11	0,8	<1,0
1549-п4	<0,1	1,15	1,64	0,05	0,20	0,03	18	6	19	27	5	16	6	0,9	<1,0
Ассабская свита															
1550-ар	<0,1	2,60	4,62	0,05	0,59	0,07	97	49	167	55	30	33	27	1,1	<1,0
1550-а	<0,1	<0,1	1,51	0,02	0,47	0,07	66	16	84	23	10	34	21	1,6	<1,0
1551-г	1,28	<0,1	1,45	<0,1	0,83	0,05	100	34	136	62	10	44	43	2,0	<1,0
1551-а	<0,1	<0,1	0,83	<0,1	0,50	0,06	37	21	47	23	7	30	16	1,3	<1,0
1551-п	<0,1	1,00	2,13	0,04	0,43	0,04	46	11	57	23	7	18	15	1,4	<1,0
1552-г1	0,64	2,50	2,22	0,03	0,60	0,06	64	43	110	55	19	48	32	1,6	1,1
1552-г2	0,58	0,35	1,41	0,02	0,65	0,6	66	50	99	47	22	32	36	1,8	1,2
1552-а	<0,1	<0,1	1,42	0,02	0,54	0,08	50	23	73	31	12	36	16	0,9	1,3
1552-п	<0,1	1,65	1,50	0,04	0,61	0,07	54	11	80	31	7	23	16	0,8	<1,0
1553-п	<0,1	1,00	1,57	0,03	0,36	0,03	62	35	76	27	19	33	14	0,9	1,2
Батлукская свита															
46-г	1,68	6,50	2,51	0,04	0,51	0,05	85	43	145	53	17	56	39	<1,5	1,7
46-п	<0,1	9,00	3,07	0,07	0,38	0,02	57	14	72	<20	10	13	12	<1,5	<1,5
Датунская свита															
267-г	1,22	<0,1	3,91	0,02	0,64	0,08	116	50	122	69	15	28	43	2,6	2,0
267-п	<0,1	1,95	2,52	0,09	0,38	0,03	76	23	76	30	11	17	17	2,0	~1,5
Игатлинская свита															
268-г	0,84	1,50	3,35	0,02	0,64	0,08	81	37	115	37	11	33	39	2,8	1,9
48-г	0,73	<0,1	4,75	0,06	0,46	0,08	67	45	120	32	15	38	30	<1,5	1,6
272-г	0,87	<0,1	5,58	0,07	0,51	0,07	80	55	106	57	17	36	32	2,2	2,1
272-па	0,35	6,05	3,35	0,17	0,38	0,08	64	38	68	<20	16	24	20	2,0	3,4
274-г	0,93	<0,1	5,03	0,03	0,51	0,07	81	55	107	30	15	35	36	2,5	1,9
276-г	0,78	0,60	4,47	0,03	0,51	0,06	97	50	115	50	19	29	40	1,7	1,8
276-п	<0,1	8,55	1,68	0,33	0,38	0,06	76	23	67	~20	13	20	16	<1,5	1,7
277-ао	0,53	2,05	8,11	0,08	0,47	0,05	122	103	308	29	27	43	26	1,5	<1,5
278-п	<0,1	0,95	3,63	0,03	0,38	0,06	63	36	78	27	11	17	20	1,7	<1,5
278-г	0,36	<0,1	3,91	0,02	0,51	0,05	97	49	107	40	25	35	29	2,3	1,5
279-а	0,78	<0,1	5,03	0,04	0,51	0,05	90	63	120	30	30	28	32	2,3	1,7
279-п	<0,1	0,90	2,79	0,06	0,38	0,04	75	35	86	22	19	22	26	1,5	1,5
280-п	0,14	1,00	4,47	0,06	0,41	0,06	72	35	74	~20	13	10	24	2,0	<1,5
280-а	0,26	0,35	4,47	0,03	0,51	0,05	88	38	115	<20	16	15	27	2,0	1,7
281-ао1	0,40	2,55	8,35	0,11	0,43	0,08	91	56	190	20	18	18	20	1,7	<1,5
281-кг	0,26	17,05	5,57	0,29	0,31	0,15	54	32	132	64	14	11	10	<1,5	<1,5
281-ао2	0,48	9,40	9,47	0,35	0,33	0,11	61	51	158	<20	18	12	17	<1,5	<1,5
281-га	3,55	12,95	4,66	0,50	0,19	0,54	24	21	56	25	10	10	<10	<1,5	<1,5
Кумухская свита															
283-а	0,14	0,50	5,03	0,06	0,46	0,07	61	33	85	30	12	23	21	2,3	<1,5
287-г	1,19	<0,1	4,14	0,04	0,53	0,03	77	45	125	~20	16	31	31	~1,5	1,9

Продолжение таблицы 6.8

№ обр.	C <sub>орг</sub>	CO <sub>2</sub>	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
288-п	<0,1	0,50	3,07	0,04	0,42	0,04	61	26	80	<20	<10	12	23	<1,5	<1,5
289-г	1,04	0,90	3,74	0,04	0,49	0,06	75	35	108	<20	12	31	28	2,3	2,2
49	<0,1	0,3	3,63	0,04	0,51	0,07	93	29	110	~30	13	10	22	<1,5	1,1
49б	0,88	<0,1	3,91	0,04	0,38	0,06	59	42	145	27	17	31	29	2,4	<1,5
677-а	0,29	15,30	3,07	0,55	0,31	0,50	46	19	53	~20	~10	22	13	~1,5	<1,5
677-п	<0,1	<0,1	3,07	0,03	0,38	0,05	90	23	117	~20	11	~10	23	1,5	~1,5
<i>Цудахарская свита</i>															
<i>нижняя подсвита</i>															
678-а	0,14	0,55	3,63	0,06	0,51	0,05	80	35	145	49	14	26	28	1,7	~1,5
679-а	0,48	<0,1	4,47	0,03	0,51	0,06	78	36	137	40	12	34	26	1,5	~1,5
680-а1	0,11	<0,1	3,91	0,04	0,51	0,06	87	52	142	20	19	27	25	1,5	~1,5
680-а2	0,58	<0,1	3,91	0,03	0,51	0,06	87	51	167	20	19	53	27	2,3	~1,5
681-аг	0,43	<0,1	4,19	0,03	0,51	0,08	64	28	113	25	12	27	31	2,0	2,0
682-аг	0,46	0,25	4,47	0,06	0,51	0,06	61	33	135	29	14	33	24	1,5	<1,5
683-г	0,30	<0,1	4,47	0,06	0,56	0,08	85	42	140	50	18	23	29	1,7	~1,5
684-аг	2,26	0,70	4,47	0,06	0,51	0,05	140	68	185	20	27	49	36	2,6	2,3
684-п	<0,1	7,75	2,79	0,23	0,31	0,02	60	20	69	29	10	15	12	<1,5	~1,5
<i>средняя подсвита</i>															
685-г	<0,1	<0,1	3,91	0,03	0,51	0,05	92	45	150	24	14	28	30	1,7	~1,5
686-г	0,66	0,40	4,75	0,06	0,64	0,07	105	66	140	50	23	33	40	2,3	1,6
687-г	0,75	0,60	3,91	0,06	0,64	0,08	110	65	137	50	16	33	34	2,8	1,5
<i>верхняя подсвита</i>															
688-г	0,53	1,45	4,75	0,23	0,64	0,08	112	64	140	50	18	29	34	2,3	1,7
689-г	0,19	1,60	3,63	0,06	0,51	0,08	107	52	135	30	16	29	30	1,7	1,7
690-г	0,24	<0,1	3,63	0,11	0,51	0,06	102	54	125	45	18	25	28	1,7	1,6
Разрез верхнеаленских и нижнебайосских отложений у с. Ирганай															
<i>Игатлинская свита</i>															
290-п	0,17	8,50	3,53	0,20	0,36	0,05	67	38	73	22	16	31	17	1,7	2,1
290-г	0,32	1,20	2,46	0,02	0,47	<0,1	70	30	111	31	<1,0	35	34	1,7	~1,5
291-г	0,65	<0,1	4,49	0,04	0,54	следы	81	46	117	30	14	33	35	2,3	1,9
291-п	0,11	3,45	3,28	0,10	0,36	0,04	59	29	65	50	10	37	17	<1,5	1,6
292-п1	<0,1	0,90	3,14	0,04	0,42	0,04	66	29	67	52	~10	14	19	<1,5	<1,5
292-п2	<0,1	25,00	2,07	0,20	0,19	0,02	22	11	39	27	~10	12	<10	<1,5	<1,5
294-г	0,73	<0,1	3,38	0,02	0,55	0,06	78	45	125	~20	~10	34	37	2,0	1,6
296-п	<0,1	<0,1	3,54	<0,1	0,44	0,06	74	48	100	50	15	36	25	2,2	1,7
296-г	0,77	<0,1	3,92	0,02	0,50	0,05	81	40	122	43	~10	35	37	2,5	1,5
298-п	<0,1	1,65	4,04	0,04	0,46	0,04	77	35	112	35	16	15	24	2,2	~1,5
299-г	0,32	<0,1	4,26	0,02	0,49	0,16	77	39	125	25	11	28	36	2,8	1,5
299-п	<0,1	1,00	4,10	0,05	0,43	0,05	82	51	85	35	15	35	23	1,7	~1,5
300-г	0,40	<0,1	3,41	0,02	0,51	0,03	82	91	132	35	10	28	36	2,5	~1,5
301-а	0,16	<0,1	2,72	0,02	0,48	0,02	70	18	92	~20	~10	52	26	1,7	2,0
303-а	0,42	<0,1	3,00	<0,1	0,48	<0,1	73	36	125	30	~10	23	29	1,7	1,6
<i>Кумухская свита</i>															
304-п	<0,1	0,55	2,73	0,05	0,38	0,02	51	24	82	~20	14	20	26	2,2	1,9
305-г	0,60	<0,1	3,54	<0,1	0,46	0,03	62	20	120	25	13	30	30	2,2	2,3
306-п	<0,1	1,20	3,49	0,04	0,35	0,04	58	30	105	59	10	11	22	1,8	~1,5
307-а	0,17	2,00	2,83	0,17	0,40	0,06	72	33	112	~20	13	30	28	2,8	1,6
308-п	<0,1	1,40	2,68	0,06	0,38	0,04	57	28	85	20	12	11	20	1,5	~1,5
309-п	0,20	2,90	3,18	0,14	0,38	0,04	52	34	107	<20	16	16	24	2,2	1,5
310-п	<0,1	0,30	3,90	0,04	0,36	0,04	53	30	107	20	13	11	25	1,7	~1,5
Разрезы фрагментов батлукской свиты бассейна р. Рубасчай															
<i>Хореджская глинистая толща</i>															
1074-г	0,52	<0,1	4,19	0,08	0,58	0,07	60	52	96	28	18	27	23	2,1	1,6
1074-га	<0,1	1,1	3,91	0,11	0,48	0,06	62	46	73	23	16	18	15	~2,0	1,8
1075-г	0,6	1,25	5,03	0,07	0,53	0,07	67	56	91	25	17	24	23	2,2	1,6
1075-га	0,07	1,3	3,09	не опр.	0,39	0,07	60	47	60	23	16	21	15	2,2	~1,5
1076-па	<0,1	4	3,3	не опр.	0,3	0,07	60	42	62	23	15	16	14	2,1	~1,5
1077-г	0,52	2,05	3,99	не опр.	0,39	0,1	77	65	113	28	18	26	28	2,2	1,7
1078-г	0,68	<0,1	3,22	0,04	0,51	0,07	80	71	111	30	16	25	32	2,7	~1,5

Продолжение таблицы 6.8

<i>№ обр.</i>	<i>C<sub>орг</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ti</i>	<i>P</i>	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>V</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Pb</i>	<i>Ga</i>	<i>Ge</i>	<i>Mo</i>
1079-г	0,45	<0,1	3,25	0,04	0,5	0,06	82	55	122	32	13	27	32	2,5	1,7
1079-п	<0,1	15	2,74	0,97	0,25	0,05	42	34	35	21	17	16	11	2	~1,5
1080-г1	0,68	<0,1	3,39	0,02	0,48	0,08	73	49	106	37	13	26	23	2,2	1,5
1080-п1	<0,1	<0,1	2,67	0,05	0,17	0,04	41	31	43	17	10	13	~10	<2,0	<1,5
1080-п2	<0,1	0,5	2,14	1,22	0,17	0,03	32	27	32	17	9	14	~10	<2,0	<1,5
1080-г2	2,9	<0,1	2,52	0,02	0,38	0,05	85	64	124	30	23	23	~10	2,1	1,7
пачки с углистыми сланцами над хореджской толщей															
1067-гу1	5,45	0,6	2,11	0,03	0,36	0,02	62	51	121	26	15	20	24	~2,0	1,6
1067-г	1,09	<0,1	0,49	0,02	0,32	0,04	67	46	99	30	14	38	24	2,1	1,8
1067-гу2	11,45	0,8	1,11	<0,02	0,3	0,04	39	28	105	39	7	22	16	~2,0	2,6
1067-г2	12,1	<0,1	2,35	0,02	0,36	0,03	60	43	138	34	14	28	25	~2,0	2,8
1067-г3	1,18	<0,1	0,54	0,01	0,31	0,07	70	54	96	28	16	24	26	2,1	1,9
1068-п1	0,27	1,3	1,3	0,04	0,24	0,03	59	35	64	20	15	13	11	~2,0	1,6
1068-п2	<0,1	0,4	1,07	0,01	0,32	0,05	84	35	70	24	12	20	15	~2,0	~1,5
1068-аг1	0,35	<0,1	2,61	0,04	0,38	0,06	92	57	125	36	15	24	26	2,2	~1,5
1068-аг2	0,33	<0,1	1,3	0,03	0,36	0,04	92	53	120	28	19	27	23	2,0	2,0
1068-агу	43,00	<0,1	0,53	<0,1	0,12	0,04	41	24	60	32	6	21	14	2,1	1,8
1068-г1	6,8	0,7	1,9	0,02	0,33	0,05	66	59	120	35	11	23	26	2,1	2,0
1068-гу	15,6	<0,1	1,38	0,02	0,25	0,02	62	62	142	37	15	16	24	2,1	1,6
1068-г2	1,22	0,7	1,81	0,02	0,35	0,02	61	56	90	36	12	32	25	2,7	2,4
1069-аг1	0,35	<0,1	1,34	0,02	0,47	0,03	90	33	117	21	10	32	25	2,0	3,0
1069-аг2	2,9	<0,1	0,83	0,02	0,38	0,02	58	23	105	23	7	15	31	2,3	~1,5
1069-аг3	1,48	<0,1	2,14	0,01	0,39	0,04	74	32	102	23	10	23	23	2,0	~1,5
1069-гу1	48,00	<0,1	0,26	0,01	0,07	0,1	27	27	48	21	8	9	~10	2,1	1,7
1069-4гу2	5,8	<0,1	1,8	0,01	0,35	0,02	60	53	115	33	14	25	26	2,1	2,2
1069-аг4	0,54	<0,1	2,68	0,02	0,39	0,05	66	53	100	31	15	18	22	~2,0	1,7
1069-гу1	2,55	<0,1	2,14	0,02	0,37	0,05	61	57	94	29	14	28	30	2,3	~1,5
1070-аг	0,48	<0,1	1,61	0,02	0,39	0,03	62	30	90	27	12	22	22	2,1	1,8
1070-гу	3,22	<0,1	1,31	0,01	0,36	0,02	57	23	116	23	9	26	27	2,1	~1,5
1070-г1	0,96	<0,1	1,34	0,01	0,39	0,03	75	26	129	27	11	28	28	2,1	2,0
1070-г2	<0,1	<0,1	2,4	0,04	0,37	0,05	74	51	127	32	22	33	23	2	1,6
1081-г1	0,17	<0,1	2,14	0,02	0,37	0,05	65	68	81	30	16	21	24	2,2	1,6
1081-г2	1,34	<0,1	1,85	0,02	0,44	0,04	65	41	90	31	10	32	27	2,2	1,9
1081-гу1	2,7	<0,1	2,45	0,02	0,37	0,03	53	41	80	30	15	17	33	2,6	~1,5
1081-гу2	9,8	<0,1	2,18	следы	0,3	0,03	57	31	113	44	12	25	21	2,1	2,1
1081-г3	4,2	0,65	1,42	0,01	0,32	0,04	67	46	105	39	13	20	33	2,5	1,5
1081-аг	0,55	<0,1	2,99	0,05	0,45	0,05	85	63	131	39	19	20	28	2,6	1,7
1089-г1	0,36	1,6	3,44	0,04	0,47	0,05	85	65	102	32	20	20	24	2,2	~1,5
1089-г2	0,35	0,5	2,21	0,03	0,46	0,03	105	60	126	26	17	12	26	2,4	~1,5
1089-гу	13,3	<0,1	1,58	0,02	0,36	0,02	69	42	147	37	16	34	26	2,3	~1,5
1089-г3	0,82	<0,1	2,44	0,02	0,4	0,04	79	58	121	32	16	23	28	2,5	1,6
1089-г4	0,4	0,5	3,18	0,05	0,39	0,06	70	63	103	33	19	30	25	2,2	1,6
1090-п1	<0,1	2,45	2,17	0,04	0,25	0,05	32	31	32	20	11	16		<2,0	<1,5
1090-па1	0,1	<0,1	2,95	0,03	0,35	0,05	70	40	90	25	13	15	18	2	1,6
1090-аг1	3,2	<0,1	2,78	0,02	0,38	0,04	68	63	104	46	18	29	30	2,7	1,6
1090-гу1	46	<0,1	0,56	следы	0,12	0,01	33	18	72	23	8	23	10	6,9	<1,5
1090-гу2	15,9	<0,1	0,93	следы	0,27	0,02	60	24	128	29	12	17	20	2,5	<1,5
1090-г	1,93	1	1,08	0,02	0,37	0,04	63	42	70	26	9	24	34	2,8	<1,5
1090-аг2	1,24	15,2	4,5	1,94	0,39	0,11	56	61	72	29	15	28	26	2,4	1,7
1090-па2	0,54	0,8	2,36	0,04	0,36	0,06	69	40	99	26	12	20	22	2,1	1,6
1090-п2	<0,1	3,7	1,03	0,03	0,08	0,02	12	15	9	18	5	10	<10	4,6	<1,5
1091-п1	0,1	0,9	2,22	0,03	0,25	0,05	77	37	77	23	17	17	13	~1,0	1,9

Окончание таблицы 6.8

<i>№ обр.</i>	<i>C<sub>орг</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ti</i>	<i>P</i>	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>V</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Pb</i>	<i>Ga</i>	<i>Ge</i>	<i>Mo</i>
1091-аг1	0,14	0,9	2,98	0,04	0,32	0,05	58	45	51	26	17	21	17	2,1	1,7
1091-г	0,42	0,9	2,11	0,03	0,36	0,05	69	40	70	26	15	19	18	2,1	1,6
1091-аг2	<0,1	<0,1	3,69	0,05	0,36	0,02	68	31	70	27	10	23	19	2,2	<1,5
1091-г	<0,1	0,5	0,53	следы	0,36	0,01	95	30	106	20	7	19	23	3,1	<1,5
1091-гу	27,16	<0,1	2	следы	0,16	0,01	56	25	89	23	14	11	11	5,1	<1,5
1091-п2	<0,1	<0,1	1,75	0,03	0,26	0,03	76	51	77	22	22	15	17	~2,0	2,2
Сидеритоносные толщи															
<b>Бассейн р. Курах</b>															
2-г	0,65	<0,1	2,51	0,03	0,51	0,07	102	65	135	47	26	48	36	<1,5	2,1
1093-г	1,1	<0,1	0,95	0,02	0,4	0,07	78	76	101	30	20	31	38	3	1,9
1094-г	0,52	<0,1	1,39	следы	0,51	0,07	79	78	107	30	19	36	48	2,9	1,8
1095-г	0,81	<0,1	1,67	<0,1	1,8	0,08	51	57	54	47	15	38	31	2,6	1,6
1096-г	0,96	<0,1	1,36	0,02	1,5	0,08	54	70	56	38	17	33	32	2,4	1,8
1096-п	<0,1	2,65	2,66	0,05	1	0,05	42	28	39	22	7	18	12	1,9	1,5
1097-а-г	0,91	<0,1	1,69	0,03	1,5	0,09	47	74	53	52	18	39	33	2,9	1,6
<i>надрудная толща</i>															
1098-г	1,29	0,35	4,55	0,05	1,8	0,1	58	57	75	39	18	34	24	2,4	2,3
1099-г	0,48	1,3	4,13	0,11	1,5	0,09	66	49	115	35	17	25	21	2,1	2
<b>хр. Салатау, Чиркатинское рудопроявление</b>															
56-г	0,1	0,65	1,95	0,02	0,51	0,07	65	52	142	34	22	30	34	1,9	1,6
<b>с. Хосрех</b>															
63-г	1,09	0,55	1,68	0,02	0,51	0,08	55	43	100	50	15	32	35	1,9	1,6
<b>р. Самур</b>															
9-г	1,09	1,35	2,23	0,03	0,46	0,07	87	63	130	35	23	37	31	<1,5	2,1

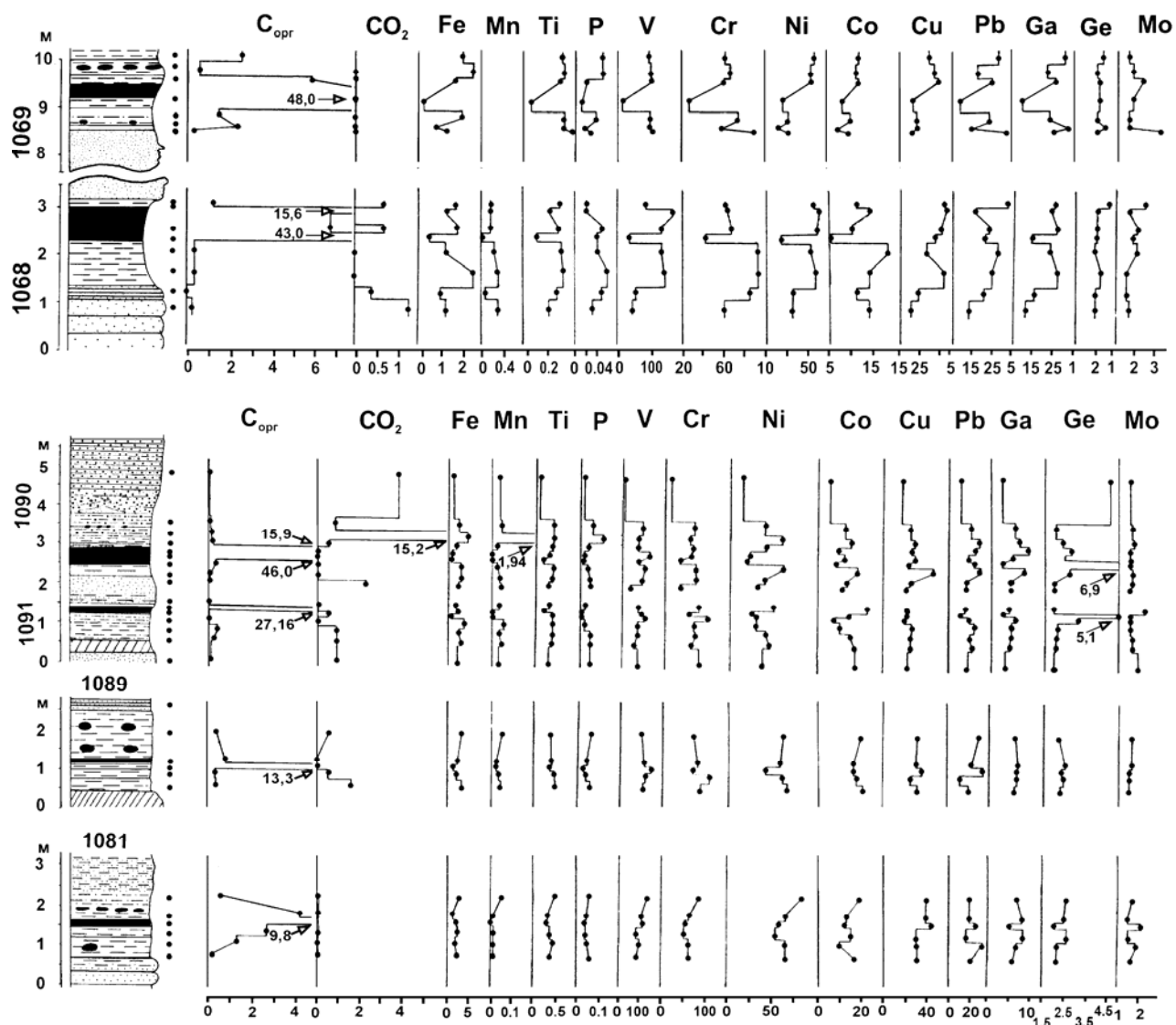
См. примечание к таблице 6.1

Сравнивая геохимические особенности отложений дельтового комплекса и байос-батских отложений уже следующего этапа развития восточной части Кавказского бассейна, видим, что для последних характерно гораздо более равномерное распределение элементов в толще, поскольку условия их накопления были намного спокойнее, отсутствовали резкие изменения условий осадконакопления, столь характерные для лейсааленского комплекса. Для байос-батских отложений характерна также гораздо меньшая интенсивность диагенетических процессов. Аналогичная картина, как было показано ранее, характерна для байоса-бата Центрального Кавказа.

Специфика фациальных обстановок в лейсааленском дельтовом комплексе в отдельных случаях определяла особое поведение некоторых элементов. Так, необычное для терригенных толщ Большого Кавказа поведение *Ti* установлено в отложениях аалена в районе р. Курах. Содержания этого элемента в глинистых породах, как правило, варьируют в пределах 0,4-0,6 %, никогда не превышая 1 %. Здесь же отмечается устойчивая тенденция к повышению его содержаний до 1,5–2 % (см. табл. 6.8). Причем заметная примесь акцессорных минералов, с которыми можно было бы связать такое количество *Ti*, отсутствует. Нам

представляется, что привнос сюда избыточных количеств *Ti* происходил в виде *Ti*-органических соединений (Organic acids..., 1994, и др.). Последние могли образовываться в кислой среде болот и торфяников, располагавшихся вблизи или на выходах триасовых вулканогенных пород, обогащенных этим элементом. Такая ситуация имела, очевидно, локальный характер, так как в других районах повышения относительных содержаний в породах *Ti* не обнаружено.

Особо следует остановиться на влиянии скопления растительного ОВ на поведение элементов. В отложениях батлукской свиты встречаются пласты углей и углистых сланцев, образовавшихся либо в континентальных водоемах, либо в прибрежно-морских обстановках. Анализ распределения элементов в этих слоях и во вмещающих их отложениях свидетельствует о том, что заметной концентрирующей роли ОВ в этих случаях не играло (рис. 6.5). Исключением является *Ge*, который обнаруживает тенденцию к увеличению содержаний в некоторых пластах в несколько раз по сравнению со смежными отложениями. Содержание же других элементов в наиболее интенсивно обогащенных ОВ породах даже падает по сравнению с фоновым из-за разбавления их концентраций органическим веществом.



**Рис. 6.5.** Распределение химических элементов в породах пачек с пластами углистых сланцев и углей батлукской свиты в разрезе р. Чирахчай  
 $C_{opr}$ ,  $CO_2$ , Fe, Mn, Ti, P – %, остальные элементы –  $10^{-4}\%$

## ГЛАВА 7. ФАКТОРЫ, ВЛИЯВШИЕ НА ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ

### Влияние источников сноса

Как показали исследования, результаты которых изложены выше, на начальных этапах формирования юрской осадочной толщи на геохимический состав отложений сильное влияние оказывали местные источники поставки осадочного материала, причем вне зависимости от того были ли они континентальными или морскими. Эта тенденция прослеживается во многих местах, где обнажаются нижние части разреза  $J_1$ . Одним из весьма показательных в этом отношении объектов является кистинская свита, в которой содержание подавляющего большинства химических элементов во всех гранулометрических типах пород в целом заметно ниже кларковых, характерных для этого типа отложений. Источником осадочного материала служили местные породы доюрского гранитоидного комплекса, которым присущи низкие содержания многих элементов. Причем, как будет показано ниже, геохимическая специфика кистинских осадков в последующем стала причиной особенностей минерального состава этих отложений (отсутствие или минимальные количества хлорита в породах по сравнению с остальной частью юрского терригенного разреза).

Близкая геохимическая картина характерна также для нижних горизонтов юрского разреза в Дигоро-Осетинской и Восточно-Балкарской СФЗ.

В восточной части Лабино-Малкинской СФЗ на геохимию песчаных отложений базальных горизонтов  $J_1$  оказывала влияние их близость к размывавшимся древним полиметаллическим месторождениям, что, в частности, обусловило повышение в них содержаний  $Ti$  и  $Fe$ .

Очень рельефно влияние источников сноса на геохимию отложений проявилось в вериютской свите, развитой в пределах западных частей Лабино-Малкинской СФЗ и Архыз-Гузерицкой СФЗ и сопоставляемой в возрастном отношении с верхней частью кистинской свиты. Однако в отличие от кистинской свиты в породах вериютской свиты установлены, напротив, очень высокие содержания ряда элементов –  $Cr$  (до  $4500 \cdot 10^{-4}\%$ ),  $Ni$  и некоторых других. Эти особенности вериютской свиты обусловлены геохимической спецификой местных источников осадочного материала – серпентинитовых массивов. Появление здесь в основании юрской толщи железорудных горизон-

тов (Малобамбакское рудопроявление), несомненно, также связано с переотложением в самом начале трансгрессии материала из кор выветривания серпентинитовых массивов.

Влияние источников сноса на геохимию отложений отмечается прежде всего в относительной близости от них, так как по мере удаления происходило довольно быстрое рассеивание материала и геохимическая специализация областей сноса переставала проявляться.

Влияние источников сноса на геохимию толщ сказывалось не только на самых ранних этапах развития бассейна, но иногда и позже, примером чему могут служить Бечасынское и Баксанское  $Fe$ -рудопроявления. Однако это влияние в зрелом бассейне достаточно рельефно проявлялось редко, эпизодически, тогда как влияние источников материала на геохимию базальных толщ (свит) на Северном Кавказе обнаруживается практически повсеместно.

При переходе от отложений, в которых фиксируется влияние местных источников осадочного материала, к вышележащим горизонтам содержания элементов довольно резко опускаются до нормальных фоновых значений. Как показывает анализ геохимических данных, переход от базальных осадочных комплексов, накопившихся на начальном этапе развития бассейна в условиях относительно мелководного водоема или даже в обстановке континентально-морских прибрежных ландшафтов, к отложениям следующего этапа – собственно морским и более глубоководным, знаменовался накоплением терригенных осадков с кларковым уровнем содержания элементов. Так, в отложениях циклаурской свиты (разрез р. Терек), а также залегающих выше свит Псеашинской и Бзыбско-Казбекской СФЗ содержания элементов в целом находятся на кларковом уровне, что хорошо видно на примере отложений верхнего плинсбаха – аалена (см. табл. 6.5; 6.7). Причем содержание элементов в целом не претерпевает заметных изменений по разрезу.

С чем связано такое сравнительно равномерное распределение элементов? Позднеплинсбахский импульс трансгрессии, который вызвал существенный подъем уровня моря, привел к установлению на значительной территории Кавказского бассейна типично морских обстановок (внутрибассейновые поднятия, сложенные мета-

морфическими сланцами, гранитогнейсами, серпентинитовые массивы были перекрыты морем), что обусловило изменение режима поставки и распределения на площади осадочного материала. Морские течения и волны активно перемещивали осадочный материал, усредняли его состав, что существенно сглаживало влияние различных источников сноса на его состав.

Приведенный пример демонстрирует также весьма существенную роль колебаний уровня моря в изменении геохимии отложений.

Как видим, состав пород местных источников поставки осадочного материала на начальных (преимущественно) этапах накопления юрской терригенной толщи существенно влиял на геохимический облик формирующихся отложений, но это влияние проявлялось по-разному: в одних случаях происходило заметное понижение содержания в осадках многих химических элементов, в то время как в других, напротив, – обогащение их определенным спектром элементов.

#### **Влияние на геохимию отложений скорости и стабильности осадконакопления**

Ранее было рассмотрено изменение скорости накопления отложений в различных структурно-фациальных зонах и показано, что в центральных районах бассейна скорости были весьма значительны (лавинные – более 150–160 см/тыс. лет), в то время как по периферии они не превышали 5–15 см/тыс. лет. При этом появление в отложениях геохимических аномалий (например, обогащение отложений  $S_{орг}$ , Fe и другими элементами) и интенсивность геохимических процессов в осадках (ранний диагенез) характерны прежде всего для окраинных частей водоема. Известно, что высокие скорости седиментации крайне неблагоприятны для формирования повышенных концентраций элементов в осадках вследствие разбавления потенциально рудного вещества «пустым» осадочным материалом [Страхов, 1962 и др.]. Очевидно, этот фактор сыграл существенную роль в том, что в осевых частях водоема отложения характеризовались в целом кларковым уровнем содержания подавляющего большинства элементов. В пределах северной окраины Кавказского бассейна – в зоне развития шельфовых обстановок разбавляющая роль фонового осадочного материала заметно снижалась и создавались предпосылки (наряду с действием других факторов) для концентрации на определенных участках некоторых химических элементов.

Центральные области бассейна характеризовались также стабильностью условий седимента-

ции, в то время как по его периферии в разрезах отмечается значительное количество следов размытых разного масштаба, с которыми, в частности, связано образование конкреционных конгломератов. Последние не только сами по себе являлись горизонтами с аномально повышенными концентрациями Fe, но при субаквальном окислении служили источником железа, которое могло обогащать осадки на некотором расстоянии от этих конгломератов. Поэтому стабильность (или нестабильность) осадконакопления также следует рассматривать в качестве одного из факторов, влияющих на формирование геохимических особенностей отложений.

#### **Геохимия отложений в связи с колебаниями уровня моря**

Одним из мощных геологических факторов, влиявших не только на структуру юрских терригенных толщ, но и на формирование геохимического облика отложений, являлись относительные колебания уровня моря (в том числе и эвстатические) и вызываемые ими трансгрессии и регрессии. Причем эвстатические колебания уровня моря, проявившиеся в глобальном масштабе, могли сходным образом влиять на развитие осадочных бассейнов седиментации и обуславливать появление в разрезах, удаленных друг от друга на значительные расстояния, некоторых общих черт. Движения береговой линии влияли как на строение разрезов в целом, так и на накопление в ряде случаев определенных химических элементов, образующих иногда значительные скопления – вплоть до рудных. Подобная зависимость прежде всего была отмечена для железорудных образований. Б. Брокамп [Brockamp, 1942] и особенно детально Н.М. Страхов [1947] рассмотрели возможные причины этого явления. В дальнейшем Н.М. Страхов, анализируя распределение различных осадочных полезных ископаемых в связи с трансгрессивно-регрессивными циклами, наметил основные тенденции приуроченности тех или иных ископаемых к определенным этапам развития этих циклов [Страхов, 1950, 1954]. Впоследствии в связи с разработкой представлений о характере эвстатических колебаний уровня моря вопросы их влияния на осадочный процесс продолжали обсуждаться [Наг et al., 1987, Jenkyns, 1988 и др.]. В настоящее время задача выявления связи отложений определенного геохимического облика с различными этапами короткопериодных эвстатических колебаний остается весьма актуальной.

В общем виде влияние фактора колебаний уровня моря на геохимические особенности от-

ложений, накопившихся в периоды трансгрессивных и регрессивных импульсов ранне- и среднеюрского водоема Большого Кавказа в пределах его северного борта, было рассмотрено в работе [Гаврилов, 1992].

Следы эвстатических колебаний уровня моря, зафиксированные в разрезах в том или ином виде, можно обнаружить в различных СФЗ Большого Кавказа [Гаврилов, 1989а]. Наиболее отчетливо они проявились в периферийных частях водоема, поэтому в интересующем нас аспекте анализируем прежде всего толщи, накопившиеся в пределах шельфовой части водоема и его склона (Лабино-Малкинская, Восточно-Балкарская, Дигоро-Осетинская, Агвали-Хивская СФЗ).

Как отмечалось выше, в пределах Центрального Кавказа лейасовые трансгрессии привели к образованию своеобразных осадочных ритмов (рис. 7.1): в их нижней части залегают глинистые отложения, сменяющиеся кверху алевритистыми и песчанистыми. Наибольший интерес представляют нижние части толщ, накапливавшиеся во время активного наступления моря на сушу. Изученные разрезы образуют профиль, охватывающий различные части шельфовой области раннеюрского водоема: он пересекает зону палеошельфа под углом к ее простиранию. В северо-западной части профиля развиты отложения, накапливавшиеся в относительной близости к берегу, в юго-восточной – наиболее удаленные от него.

Как видно из разрезов профиля, наиболее древние накопившиеся в результате трансгрессии отложения датируются верхним плинсбахом. В разрезе J<sub>1</sub> из Восточно-Балкарской СФЗ по р. Черек Безенгийский нижняя пачка представлена алевритистыми аргиллитами темного коричневатого-серого цвета; на плоскостях напластования часто встречаются скопления мелких растительных остатков, отмечены также окаменевшие (сидеритизированные) фрагменты древесины (несколько сантиметров). Наиболее характерной чертой этих отложений является присутствие в них многочисленных прослоев и цепочек конкреций: расстояние между ними на интервалах наиболее частого чередования составляет 5–15 см, мощность прослоев и конкреций – 3–5 см. Они сложны магниальным сидеритом (см. табл. 9.1, обр. 344). На некоторых участках насыщение отложений конкрециями настолько велико, что наблюдается почти равноценное по мощности чередование аргиллитов и слоев сидеритовых конкреций. Мощность пачки алевритистых аргиллитов составляет около 20 м, выше (на протяжении нескольких метров) по мере увеличения алевритистости пород и перехода их в

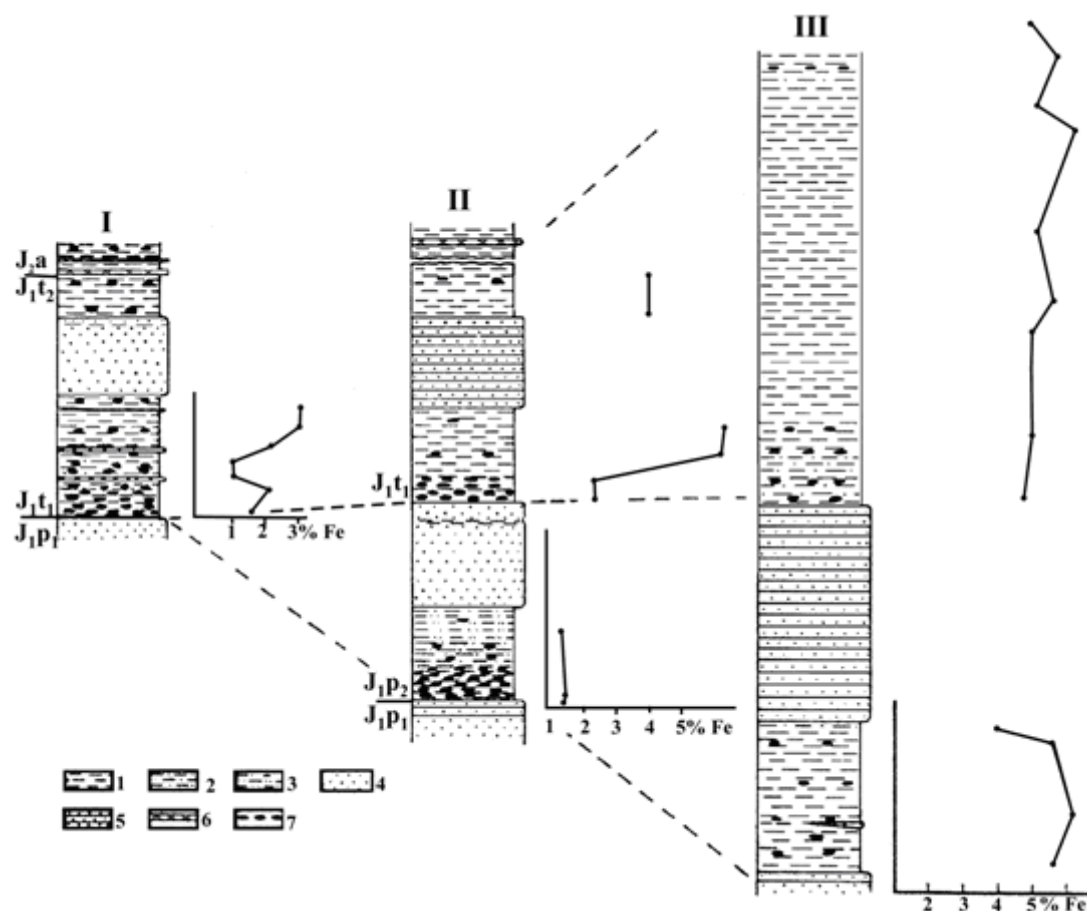
песчанистые алевролиты конкреционность отложений уменьшается.

В пределах Северной Осетии (Дигоро-Осетинская СФЗ) одновозрастные верхнеплинсбахские отложения накапливались в более мористых условиях по сравнению с предыдущим разрезом. Толща характеризуется в целом той же структурой разреза, но с несколько большей суммарной мощностью: в частности, мощность глинистого интервала здесь увеличивается до 50 м. В алевритистых аргиллитах хотя и залегают многочисленные сидеритовые стяжения, но их намного меньше по сравнению с предыдущим разрезом.

Особый интерес представляют геохимические особенности этих отложений: содержания  $C_{орг}$  в породах разреза по р. Черек Безенгийский незначительны (около 0,3–0,4%), в разрезе по р. Урух (более мористом) – около 1%. Весьма любопытна картина распределения железа: если в разрезе по р. Черек в аргиллитах содержится около 1,5% Fe, то в разрезе по р. Урух его содержание достигает 5,5–6% (см. рис. 7.1). Породы в обоих случаях практически бескарбонатны.

Следует отметить, что в западных районах Северного Кавказа отложения, одновозрастные рассматриваемым (нижняя подсвета псебайской свиты), имеют в целом такое же двучленное строение: черные аргиллиты с многочисленными сидеритовыми конкрециями в нижней части подсветы и песчаники в ее верхней части, мощность толщи 50–200 м [Панов, 1976]. Сходное в общих чертах строение с рассмотренной толщей характерно и для тоарских отложений (см. рис. 7.1). Здесь также в основании толщи, накопившейся в период трансгрессивного развития водоема, залегают черные или темно-серые аргиллиты или их алевритистые разности с очень большим количеством сидеритовых конкреций (см. таблицу 9.1, обр. 182–186) (Лабино-Малкинская СФЗ) [Гаврилов, Лубченко, 1985]. Этот же интервал прослеживается и в разрезах Балкарии, более удаленных в это время от берега. Насыщенность аргиллитов конкрециями здесь также очень велика: например, в интервале 1 м залегают восемь конкреционных прослоев. Однако, если в предыдущих разрезах отмечались только сидеритовые стяжения, то здесь встречаются зональные разности: в ядре – кальцит и аутигенный  $SiO_2$ , внешняя часть сложена сидеритом, выделяется и промежуточная между ними зона, обогащенная фосфатными минералами (см. таблицу 9.1, обр. 359/1–3). Мощность интервала ~15 м. Трансгрессивный этап, с которым связано образование тоарской толщи, начался в середине раннего тоара (аммонитовая зона *Harpoceras falciferum* [Казакова, 1987]).





**Рис. 7.1.** Литологические колонки лейасовых отложений Центрального Кавказа и распределение в них железа  
 I – район бассейна р. Баксан (Лабино-Малкинская СФЗ); II – р. Черек Безенгийский (Восточно-Балкарская СФЗ); III – район бассейна р. Урух – р. Айгамуга (Дигоро-Осетинская СФЗ). 1 – аргиллиты; 2, 3 – алевролиты (2 – глинистые, 3 – песчаные); 4, 5 – песчаники (4 – массивные, 5 – слоистые с прослоями алевролитов); 6 – пласти с железистыми оолитами; 7 – конкреции

Соответствующая по возрасту этим отложениям глинистая толща Дигоро-Осетинской СФЗ (реки Урух, Ардон), характеризующая достаточно удаленные от берега части палеошельфа, сложена в основании темно-серыми алевролитистыми аргиллитами с желваками сидеритовых конкреций, выше они сменяются толщей серых аргиллитов с ритмично залегающими (через 10–20 см) тонкими (~0,5–0,7 см) сидеритовыми прослойками, иногда линзовидными. Общая мощность толщи ~ 150 м.

В разрезах нижнего тоара для глинистых отложений характерна геохимическая картина, схожая с установленной для верхнеплинсбахской толщи. Здесь в алевролитистых аргиллитах разрезов, наиболее приближенных к палеоберегу и в максимальной степени сидеритоносных (например, разрез по р. Тызыл [Гаврилов, Лубченко, 1985]), содержится  $C_{орг} - 0,25\%$ ,  $Fe - 1,75\%$ ,  $CO_2$  нет; в отложениях, накопившихся в несколько более мористых обстановках (р. Черек),  $C_{орг} - 0,35\%$ ,  $Fe -$

$2,2-2,5\%$ ,  $CO_2 - 0,5\%$ ; в относительно удаленном от берега разрезе (р. Урух)  $C_{орг} \sim 1\%$ ,  $CO_2$  нет,  $Fe - 5,5-6\%$ . Таким образом, как для верхнеплинсбахской, так и для нижнетоарской толщи минимальные содержания  $C_{орг}$  и  $Fe$  характерны для максимально сидеритоносных отложений (скопления сидеритов иногда приобретают характер небольших рудопроявлений) и возрастают в более удаленных от берега отложениях, в которых количество  $Fe$  иногда на  $1,5-2\%$  превышает кларковые содержания для глинистых пород. Весьма рельефно проявляется закономерность изменения содержания  $Fe$  в аргиллитах в зависимости от степени конкреционности отложений в тоарских глинистых пачках в разрезах рек Тызыл и Черек Безенгийский. Как видно (см. рис. 7.1) в максимально конкреционносных горизонтах из нижних частей этих интервалов прослеживаются минимальные содержания  $Fe$ , в то время как выше по разрезу (там, где конкреций заметно меньше) содержания  $Fe$  во вмещающих породах возраста-

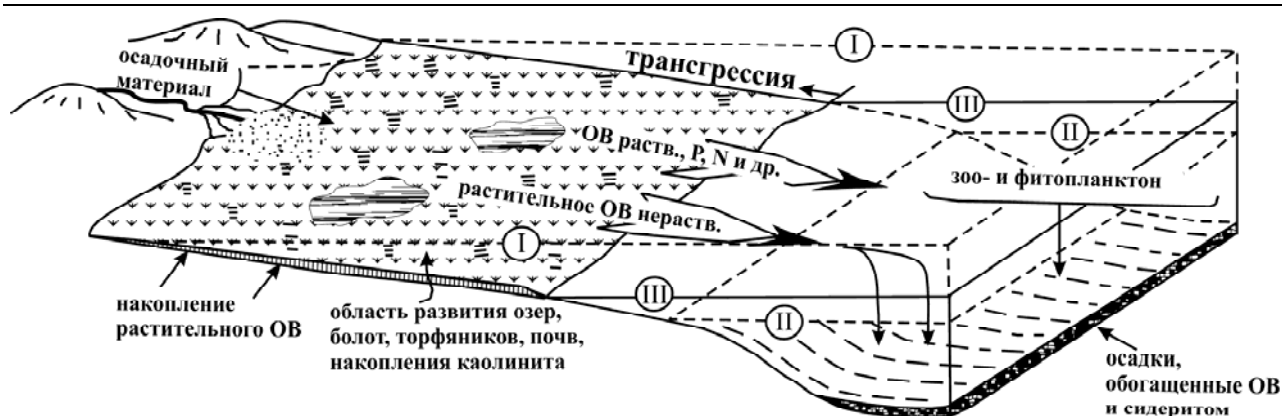
ют: в разрезе р. Тызыл с 1,1–2,3 до 3 %, в разрезе р. Черек с 2,4 до 6 %. Причем в последнем случае высокие содержания Fe аналогичны количеству Fe в одновозрастных отложениях разреза р. Урух. Из этого можно сделать вывод, что первоначальное содержание Fe в осадках при накоплении нижних частей глинистых пачек также было значительным, но в дальнейшем заметно сократилось в результате диагенетического перераспределения железа.

Обращает на себя внимание также то обстоятельство, что глинистые породы с низким в настоящее время содержанием  $S_{орг}$  характеризуются весьма темной окраской, причем в отложениях более мористых частей водоема на фоне некоторого увеличения количества  $S_{орг}$  интенсивность окраски может уменьшаться.

Таким образом, резюмируя изложенное, отметим следующие моменты: 1) нижние части глинисто-алевритовых пачек, накапливавшихся во время быстрых трансгрессий, обогащены диагенетическими конкрециями сидеритового или смешанного состава, но с обязательным участием сидерита; насыщенность отложений сидеритовыми конкрециями и прослоями аномально высока, причем по мере удаления от палеоберега к более мористым частям водоема она уменьшается; 2) вмещающие конкреции отложения резко обеднены Fe, а также рядом других компонентов, в то время как глинистые породы из тех частей пачек (обычно верхних), в которых конкреции присутствуют в небольшом количестве либо вообще отсутствуют, характеризуются более высокими содержаниями железа, в ряде случаев превышающими кларковые его содержания для аргиллитов на 1–2 %.

При реконструкции условий формирования установленной латеральной и вертикальной зональности в глинистых толщах, образовавшихся во время трансгрессий, следует учитывать общую палеогеографическую и климатическую обстановку в то время. На протяжении по крайней мере верхнего лейаса климат на территории Северного Кавказа был субтропическим, гумидным. На прилегающих к водоему территориях суши иногда накапливались угленосные отложения (хумаринская свита,  $J_1p_1$ ). Данные спорово-пыльцевого анализа [Ярошенко, 1965] свидетельствуют о существовании здесь достаточно разнообразной и обильной растительности. Поэтому при благоприятных условиях здесь всегда могли возникнуть озерно-болотные системы. Но, как известно [Страхов, 1960], с ними часто связывают образование морских сидеритоносных отложений, поскольку болотные ландшафты яв-

ляются поставщиком Fe и ОВ в морские осадки, где в диагенезе образуются сидериты. Однако осложняющим моментом для установления прямой корреляции между озерно-болотными ландшафтами и сидеритообразованием в морских условиях является то, что далеко не всегда в, казалось бы, благоприятных обстановках формировались сидериты. На наш взгляд, развитие этого процесса во многом контролировалось характером взаимодействия моря с береговым ландшафтом. Так, например, одновременно с накоплением континентальных угленосных отложений угленосной хумаринской свиты шло образование морских отложений вериютской свиты: свиты фашиально замещают друг друга. Однако заметного обогащения отложений вериютской свиты ОВ и сидеритовыми конкрециями в области, приближенной к зоне фашиального перехода, не отмечается. Нет массовых скоплений сидеритов и в одновозрастных с хумаринской свитой морских отложениях Кыртыкской впадины, т.е. при более или менее стабильном стоянии моря и его береговой линии могло не быть активного взаимодействия с береговым озерно-болотным ландшафтом. Иначе обстояло дело при заметных флуктуациях уровня моря. Причем важно подчеркнуть, что этапам быстрых трансгрессий, как правило, предшествовали сравнительно непродолжительные регрессивные эпизоды. Они приводили к освобождению от моря полосы морского дна в области шельфа, представлявшей собой в рассматриваемом случае пологую местность, сnivelированную морской эрозией и последующим накоплением осадков (рис. 7.2). Эта новообразованная прибрежная равнина была идеальным местом для развития озерно-болотных ландшафтов, тем более что климатические условия этому весьма благоприятствовали; со стороны моря к ней примыкали мелководные заливы, лагуны. Эти ландшафты формировались очень быстро. Длительность же их существования была, видимо, не более нескольких десятков тысяч лет. Последовавшая сравнительно скоро вслед за регрессией трансгрессия привела к тому, что наступающее море начало активно взаимодействовать с прибрежным ландшафтом: непосредственный контакт этих двух систем приводил к разрушению накоплений растительных масс и выносу значительного количества реакционно-способного ОВ в море. Кроме того, сокращенное до минимума расстояние между озерами и болотами, с одной стороны, и морем – с другой, способствовало интенсивному поступлению P, Fe и некоторых других элементов в море. Н.М. Страхов [1960], рассматривая вопрос о поставке Fe в



**Рис. 7.2.** Схема взаимодействия трансгрессирующего моря с прибрежными озерно-болотными ландшафтами и образования высокоуглеродистых и сидеритоносных отложений

I–III – положения уровня моря (I – до регрессии, II – при максимальном развитии регрессии, III – во время трансгрессии)

водоем, отмечал, что при достаточно большой длине рек, т.е. пути от района мобилизации Fe до места его захоронения, происходило окисление переносимого Fe и зачастую его осаждение уже в пределах речных долин. В тех же случаях, когда болотистая местность оказывалась весьма близкой к конечному водоему стока, железо, мобилизуемое в болотах, доходило до морского бассейна. Причем часть железа приносилась в виде истинного раствора, другая же часть – в виде его окислившись форм. По данным, приведенным в работах [Ковалев, 1985, Voggs et al., 1985 и др.], важную роль в переносе Fe в морские водоемы играли железоорганические комплексные соединения, в частности с гуминовыми и фульвокислотами.

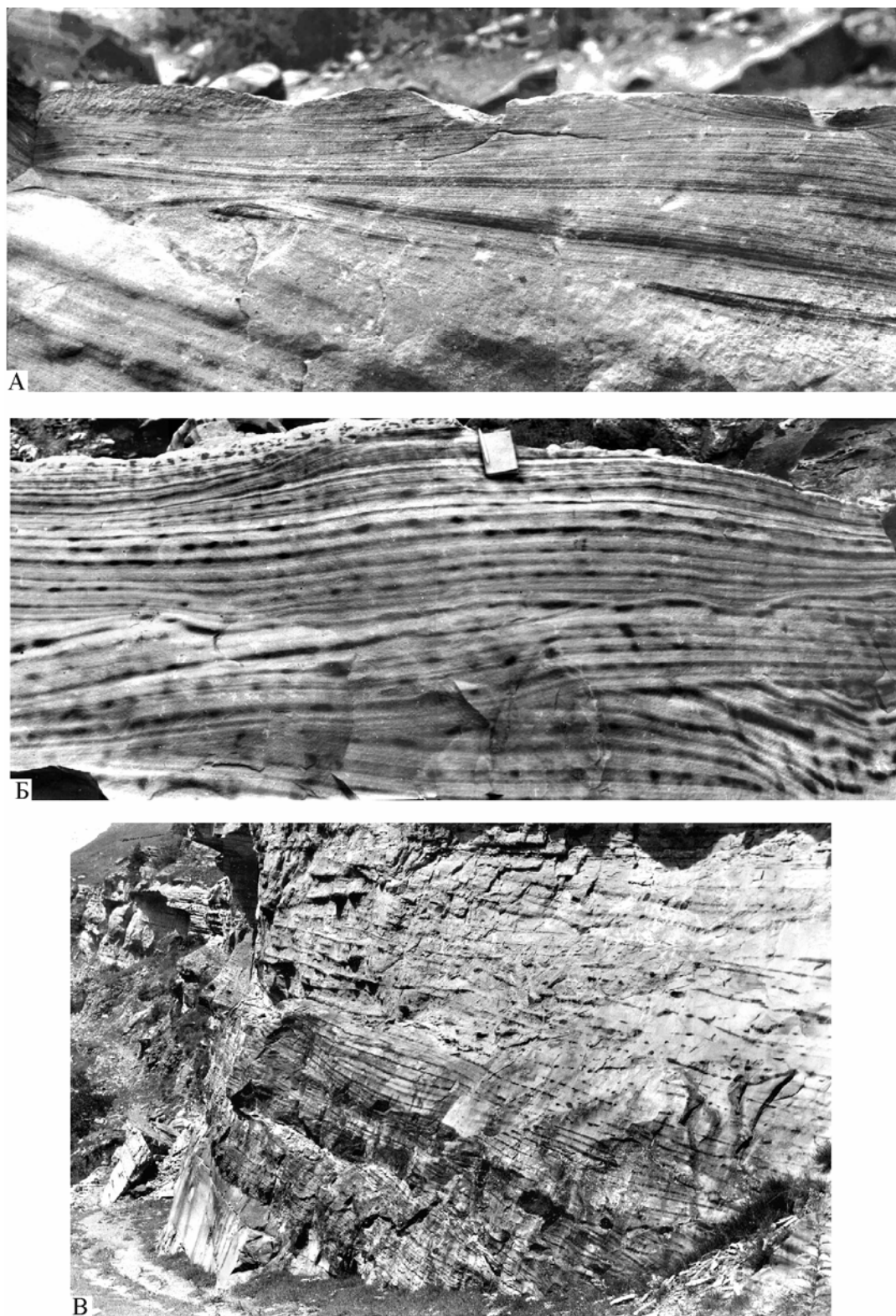
На рис 7.3 видно как соединения Fe концентрируются в отдельных слойках песчаников (А, Б) или интенсивно обогащают некоторые пласты (В), что свидетельствует о периодических и довольно частых импульсах поставки значительных количеств соединений Fe в водоем из наземных (болотных) ландшафтов. Причем, как видно на фото Б, в диагенезе железо иногда перераспределялось, образуя цепочки железистых конкреций (сидеритовых или анкеритовых). Этот процесс, очевидно, был связан с разрушением Fe-органических соединений в песчаных осадках; причем окисление ОВ обуславливало появление достаточно высоких концентраций углекислоты, которая участвовала в образовании бикарбонатов Fe, формировавших конкреции (см. приложение, фототаблица 7).

В позднейшее время поступающие в водоем ОВ и Fe накапливались прежде всего в областях, относительно приближенных к береговой линии. Здесь в осадках особенно интенсивно протекали диагенетические процессы, приводившие к образованию сидеритовых скоплений. Судя по

многочисленным растительным остаткам в глинисто-алевритовых верхнеплинбахских отложениях разреза р. Черек Безенгийский и нижнего тоара р. Тызыл принесенное с суши ОВ в основном и определяло характер и интенсивность диагенеза.

Но не только аллотигенное ОВ обогащало илы. Как показывает анализ строения тоарской части разреза по р. Черек, накопление глинистых осадков в раннем тоаре сопровождалось высокой биологической продуктивностью самого водоема и морские организмы внесли заметный вклад в обогащение осадков ОВ. Для расцвета организмов требуется увеличение концентраций в воде прежде всего таких биофильных элементов, как С, Р, N и др. Как отмечалось,  $S_{org}$  в растворенном виде в достаточных количествах поступало с берега. С тем же источником могло быть связано также поступление в водоем фосфора. В.А. Ковалев [1985] указывал, что торфяники и болотный процесс в целом можно рассматривать как один из характерных типов проявления геохимической миграции фосфора в зоне гипергенеза.

Теплое море и наличие необходимых количеств биофильных элементов обусловили благоприятные условия для достаточно высокой биопродуктивности этих частей водоема. По мере удаления от берега доля бассейнового ОВ в осадках возрастала, сменяя растительное ОВ, доминировавшее в прибрежной части. Но в том же направлении увеличивались скорости терригенного осадконакопления и соответственно количество ОВ в осадках уменьшалось. Причем аллотигенное ОВ при переносе в эти части водоема успевало окислиться и теряло свою реакционную способность. В связи с этими факторами диагенетические процессы протекали здесь гораздо менее интенсивно и существенных скоплений сидеритов не возникало.



**Рис. 7.3.** Песчаники батлукской и датунской свит, обогащенные соединениями железа

А и Б – песчаники датунской свиты (р. Каракойсу) с послойным обогащением соединениями железа; на фото Б видно, что в некоторых прослоях происходило диагенетическое перераспределение Fe с образованием неясновыраженных стяжений. В песчаниках отчетливо прослеживаются неровные поверхности размыва. В – песчаники батлукской свиты (р. Бецор): в основании пачки песчаников залегают слои без следов седиментационного обогащения железом; на них налегают песчаные отложения, интенсивно обогащенные Fe, количество которого вверх по разрезу постепенно уменьшается. Видно, что во всех случаях поставка Fe в зону осадконакопления происходила неравномерно, импульсно. Размер полевого дневника 10×15 см

Поскольку в процессе наступления на сушу море довольно быстро «отвоевывало» оставленную ранее территорию и продвигалось дальше к северу, наиболее активное взаимодействие моря и озерно-болотных ландшафтов осуществлялось в основном на начальных этапах трансгрессии и соответственно сидеритовыми скоплениями обогащались именно нижние части накапливавшихся при этом глинистых пачек. В дальнейшем море занимало территории, где болотные ландшафты были развиты в меньшей степени, и вынос в море ОВ и других компонентов сократился, вслед за этим из разреза исчезли и сидеритоносные отложения.

Особо следует отметить характер диагенетических процессов в рассматриваемой толще. Их интенсивность в периоды образования глинистых отложений, накапливавшихся во время трансгрессии, была чрезвычайно высока, достигая максимального проявления во всем разрезе  $J_{1-2}$  Центрального Кавказа, о чем говорилось выше. Причем активное перераспределение железа и формирование сидеритовых прослоев происходило по схеме диагенетического карбонатного слоеобразования [Гаврилов, 1979, 1982].

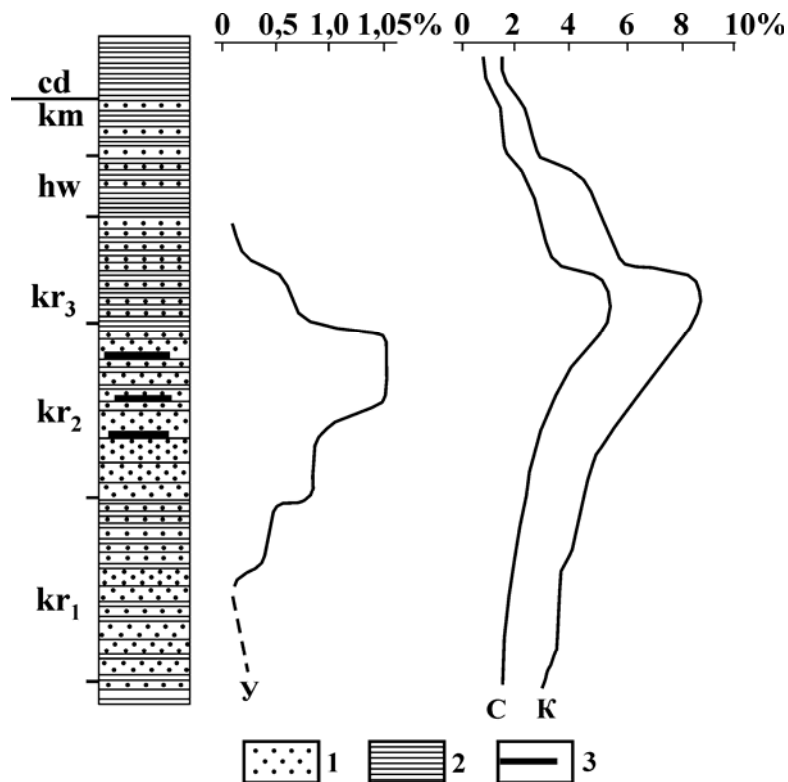
В результате интенсивных редукционных и других процессов содержание  $S_{org}$  в осадках ко времени затухания диагенеза также существенно понизилось. Сейчас трудно реконструировать его первоначальное количество в осадках, но думается, что оно превышало фоновые содержания, достигая нескольких процентов.

В среднеюрское время трансгрессивные эпизоды в пределах Центрального Кавказа по сравнению с раннеюрскими оказались литологически менее четко выраженными в разрезах, что связано с дальнейшим продвижением береговой линии к северу – в районы, перекрытые в настоящее время более молодыми отложениями. Соответственно в современных обнажениях в основном выходят на поверхность отложения, накопившиеся в относительно удаленных от берега участках шельфа юрского водоема. Гораздо более яркое литологическое отображение трансгрессий можно наблюдать в восточных районах Северного Кавказа – в пределах Дагестана.

Трансгрессии в среднеюрское время происходили в середине аалена, начале и середине байоса. В разрезе юрской толщи особенно рельефно своими литолого-геохимическими проявлениями выражена ааленская трансгрессия. Как отмечалось выше, ей на рубеже тоара и аалена предшествовала регрессия, которая привела к появлению в разрезе морских отложений комплекса континентальных фаций, местами угленосных

(среднекарахакая [Фролов, 1965] или верхнебатлукская [Панов, Гушин, 1993] подбиты), связанных с развитием здесь дельты крупной реки. Эта толща представлена в основном песчаниками. С началом развития трансгрессии появляется толща переслаивания песчаных и глинистых отложений, причем вверх по разрезу соотношение их меняется в пользу глинистых (верхнекарахакая свита и низы хивской свиты [Фролов, 1965], датунская свита [Панов, Гушин, 1993]). На этапе, когда береговая линия, а соответственно и дельта реки продвинулись достаточно далеко на север, поставка песчаного материала резко сократилась и накапливались в основном глинистые отложения, сменяющиеся вверх по разрезу флишеидной песчано-глинистой пачкой и входящие в состав выделяемых разными авторами хивской, игатлинской, гепцайской и других свит [Ростовцев, 1940, Фролов, 1965 и др.]. В отложениях, образовавшихся во время трансгрессии, залегает множество карбонатных конкреций, причем на разных уровнях количество их неодинаково. В.Т. Фролов, оценивая количественное распределение конкреций в разрезе, пришел к выводу, что максимальная конкрециеносность (и в частности сидеритоносность) присуща верхнекарахакой свите (датунской свите) (рис. 7.4), примерно соответствует датунской по [Панов, Гушин, 1993], причем она не совпадает с максимальной угленосностью, которая характерна для нижележащей среднекарахакой толщи (верхнебатлукской подбиты) [Фролов, 1965]. Такая картина не случайна: именно начавшаяся трансгрессия привела к активному взаимодействию морского бассейна с болотными ландшафтами, развитыми здесь весьма широко, что обусловило резкое усиление сидеритообразования.

Таким образом, в пределах северо-восточной части бассейна в аалене происходили процессы, весьма схожие с имевшими место на Центральном Кавказе в начале позднего плинсбаха и в раннем тоаре. Причем в дагестанском разрезе скопления стяжений железистых минералов (анкерит, сидерит) залегают как в песчаных, так и в глинистых отложениях, что свидетельствует о постоянном поступлении с берега Fe и ОВ (в виде различных соединений). Вместе с тем активный гидродинамический режим и высокие темпы осадконакопления этой толщи [Гаврилов и др., 1989] несколько сдерживали процессы диагенетического формирования и перераспределения железистых карбонатов. В.Н. Холодов отмечал, что высокая гидродинамическая активность среды являлась неблагоприятным фактором для формирования конкреций [Холодов, Кикнадзе, 1989].



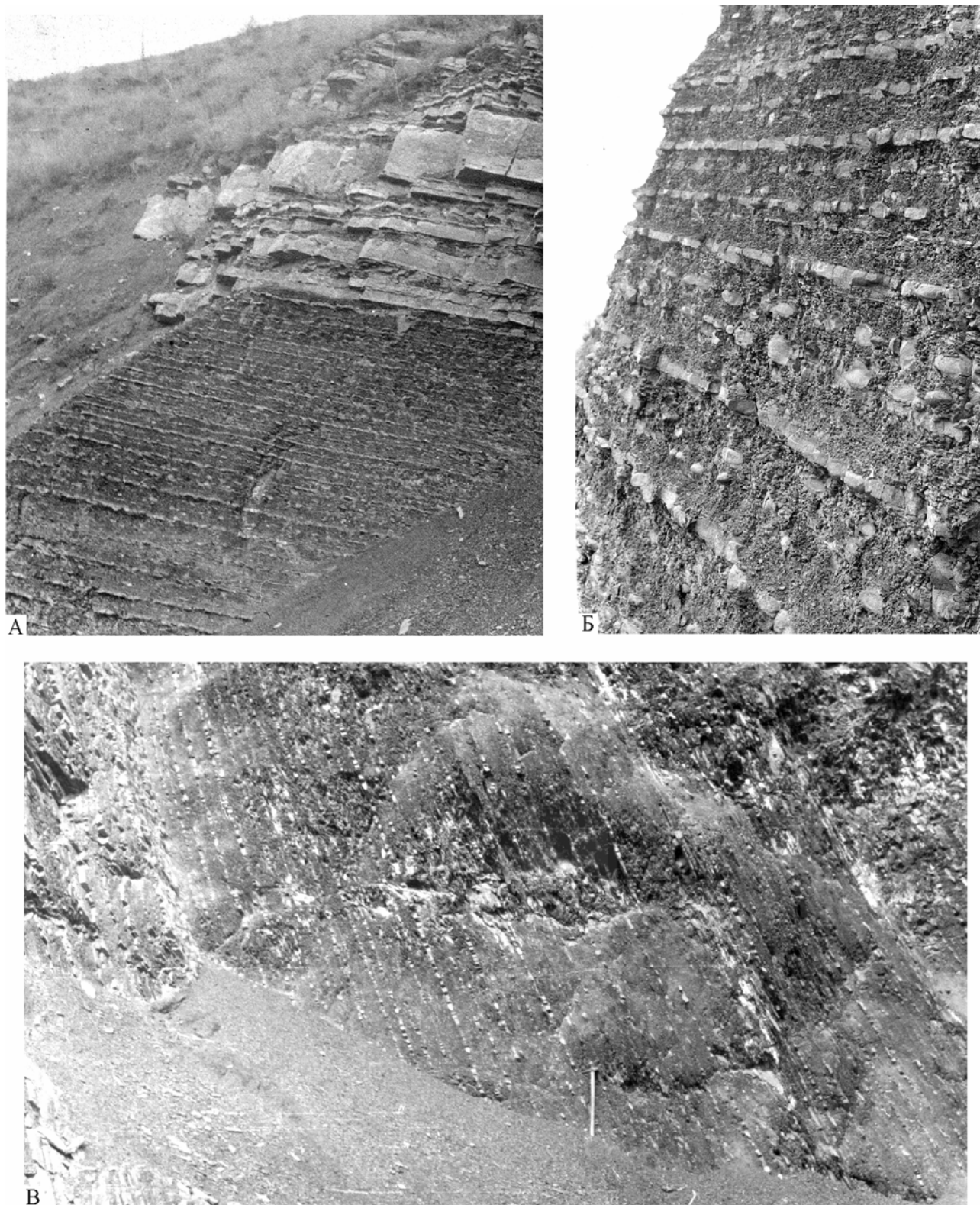
**Рис. 7.4.** Соотношение угленосности и конкреционности в разрезе Южного Дагестана (по [Фролов, 1965])  
 1 – песчаники; 2 – глинистые породы; 3 – угли; У – угленосность, С – сидеритоносность, К – общая конкреционность. Свиты: kr – карахская (примерно соответствует батлукской и датунской свитам), hw – хивская, km – кумухская, cd – цудахарская

В дальнейшем, по мере продвижения берега моря и области дельтовой седиментации к северу, на большей части Восточного Кавказа (в пределах Дагестана) в гидродинамически гораздо более спокойных по сравнению с предыдущим периодом условиях и при значительно меньших скоростях накопления отложений началось образование глинистой толщи (самые верхи зоны *murchisonia* – низы зоны *concaeva*). В нижней части глинистая толща также характеризуется достаточно высокой конкреционностью. При этом палеогеографическая обстановка в то время была такова, что на отдельных участках, размер которых достигал нескольких километров (возможно, западины в рельефе, затишные участки, окруженные островами или отмелями), создавались особые условия для накопления приносимых ОВ и Fe, а главное, для успешного течения диагенетических преобразований. Здесь в осадках в максимальной степени реализовались процессы диагенетического сидеритообразования, в результате чего возникали крупные скопления сидеритовых стяжений и прослоев (см. табл. 9.1, обр. 1, 7, 9, 1093–1097). Количество сидеритовых прослоев местами достигает 20 % и более от мощности соответствующих пачек (рис. 7.5, А, Б; см. приложение, фототаблица 8)).

На территории Дагестана известно несколько таких рудных скоплений сидеритов. Мощности этих сидеритоносных толщ колеблются от нескольких десятков до первых сотен метров. Вопросы строения, минералогии и геохимии залежей сидеритов рассмотрены в ряде работ [Тимофеева, 1963; Фролов, 1965; Халифа-заде, Аббасова, 1963; Холодов, Кикнадзе, 1989]. Сходные до некоторой степени условия осадконакопления возникали локально и ненадолго после завершения накопления ритмов 2-го порядка в зоне авандельты: резкое замедление скорости седиментации и накопление обогащенных ОВ глинистых осадков обуславливало высокую интенсивность сидеритообразования (рис. 7.5, В), которая однако не достигала интенсивности, характерной для зон сидеритового рудообразования.

После того как береговая линия продвинулась далеко на север, поступление реакционноспособных компонентов для сидеритообразования уменьшилось и конкреционность отложений заметно упала.

Как отмечает В.Т. Фролов [1965], в Северном Дагестане существуют сильно обогащенные сидеритами интервалы глинисто-алевритовых отложений нижнего и среднего байоса, которые,



**Рис. 7.5.** Сидеритоносные отложения

А и Б – ааленская рудоносная толща в разрезе по р. Курах, расстояние между сидеритовыми прослоями, залегающими в глинистых отложениях, 5-20 см, мощность прослоев 1-5 см; В – тонкие (1-2 см) линзовидные сидеритовые прослои в основании ритма 2-го порядка (длина молотка 70 см), слева кровля горизонта песаников предыдущего ритма (тлянубская свита, разрез по р. Аварское Койсу)

видимо, также связаны с соответствующими трансгрессивными эпизодами.

Таким образом, видно, что довольно часто к отложениям, накопившимся во время трансгрессивных этапов развития водоема, бывают приурочены скопления сидеритовых стяжений. Появление их связано с поступлением в осадки необходимых реакционноспособных компонентов, обусловивших в дальнейшем интенсивное протекание диагенетических процессов. Причем скопления сидеритов тяготеют к отложениям периферийных частей бассейна.

В этой связи следует отметить следующее. Э. Хэллем и М. Бредшоу [Hallam, Bradshaw, 1979], рассматривая связь короткопериодных эвстатических колебаний уровня моря с образованием оолитовых железорудных горизонтов, пришли к выводу, что этот тип руд можно рассматривать как индикаторы регрессивных этапов развития бассейнов. В описанных нами случаях отложения трансгрессивных эпизодов обогащены сидеритовыми скоплениями, т.е. рудопроявления различных минеральных форм Fe оказываются приуроченными к отложениям, образовавшимся на различных стадиях регрессивно-трансгрессивных циклов. На Северном Кавказе наиболее ярким примером, иллюстрирующим эту тенденцию, служат ааленские отложения. Так, с регрессивным этапом, проявившимся в самом конце тоара – начале аалена, совпадает появление в районе Центрального Кавказа оолитовых железорудных горизонтов, о которых шла речь выше [Андронов, Ильина 1941; Гаврилов, Лубченко, 1985; Тимофеева, 1966, 1968], а с трансгрессивным развитием водоема связано возникновение сидеритовых рудопроявлений Дагестана. Конечно, только при благоприятных седиментационных условиях формировались скопления железистых минералов, приближающихся к рудным концентрациям, как это было в аалене. С другими же регрессивными и трансгрессивными эпизодами в нижне- и среднеюрских отложениях Северного Кавказа связаны локальные проявления менее значительных концентраций Fe-оолитов, иногда представляющих лишь минералогический интерес. Такие скопления отмечены в переходных слоях от верхнеплинсбахских отложений к тоарским (бассейн р. Урух), от ааленских к байоским (рр. Уруп, Кардоник, Черек Безингийский, Аварское Койсу, Каракойсу и др.), в основании келловейской толщи (перевал Герчеч, р. Урух и др.) (рис. 7.6). Таким образом, более или менее существенные скопления железистых минералов возникали на соответствующих стратиграфических уровнях не повсеместно, а только в

местах седиментационных ловушек, в благоприятных фациальных обстановках.

Как видим, в юрских отложениях Северного Кавказа трансгрессии оказывали существенное влияние на геохимию железа. Но, как уже отмечалось, с теми же этапами развития трансгрессий связан широко распространенный процесс образования толщ, обогащенных ОВ. В рассмотренных нами отложениях содержания остаточного  $S_{org}$  сравнительно невелики, но изначально его количество в верхнем слое осадков было значительно, в дальнейшем же в результате постседиментационных процессов (особенно диагенетических) оно резко уменьшилось. Поскольку трансгрессии проходили как бы две стадии (затопление прибрежной суши, оставленной в результате предшествующей регрессии, и освоение новых территорий), можно ожидать, что вынос и накопление ОВ в морском водоеме на разных этапах трансгрессии характеризовались некоторыми особыми чертами. Однако реконструировать, оценить первоначальное состояние ОВ в осадках трудно, так как интенсивные диагенетические процессы в юрских отложениях Северного Кавказа привели к существенной переработке компонентов осадков, в том числе и ОВ. До некоторой степени оценить возможные вариации состава ОВ помогают данные по геохимии ОВ некоторых разновозрастных отложений из других регионов, в которых диагенетические процессы не проявили себя столь активно. Несмотря на различия в фациальных условиях их образования, такое сравнение представляется вполне корректным, поскольку интерес представляют не сами по себе количественные или качественные параметры ОВ, а динамика их изменения в процессе наступления моря на сушу.

Так, в раннетоарское время в Западной Европе в условиях эпиконтинентального моря на фоне развивавшейся трансгрессии накапливались осадки, обогащенные ОВ. Эти отложения известны под названиями Jet Rock (Йоркшир), сидониевые сланцы (Германия), картонные сланцы – schistes cartons (Франция). Мощность этих отложений невелика (первые десятки метров), но сходное до деталей строение их разрезов прослеживается на очень больших территориях. Нижне-тоарские сланцы многократно изучались геологами [Jenkyns, 1988 и др.]. Интересные геохимические данные, характеризующие условия осадконакопления в раннетоарском водоеме, приводятся в работе В. Кюсперта [1985]. Он показал, что для битуминозных сланцев из нижних горизонтов толщи, местами содержащих гагатовые включения, характерна геохимическая аномалия,





**Рис. 7.6.** Схема корреляции относительных колебаний уровня моря и распространения сидеритоносных пород и горизонтов с Fe-оолитами

выражающаяся в изменении величины  $\delta^{13}\text{C}$  в сторону его уменьшения по сравнению с соответствующими величинами для остальной части разреза: облегчение органического углерода наблюдается как в ОВ, так и в карбонатном материале. Причем эта аномалия прослеживается повсеместно – в разрезах Йоркшира, Южной Франции, Германии [Кюсперт, 1985]. На основании данных химического анализа и петрографического изучения пород В. Кюсперт пришел к выводу, что источником большей части органического материала были водные микроорганизмы. Однако при этом он отмечает, что по сравнению с современным планктоном тропических и умеренных морей ( $\delta^{13}\text{C}$  близко к  $-20\text{‰}$ ) органический углерод сидеритоносных глинистых сланцев (от  $-27$  до  $-33\text{‰}$ ) значительно облегчен. Из ряда возможных причин параллельных вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  (органического вещества и карбонатного материала) В. Кюсперт как наиболее вероятную выделяет «эффект окружающей среды», связанный с растворенным неорганическим углеродом местной морской воды.

Возникновение этой углеродной аномалии может быть связано с рассмотренным выше механизмом взаимодействия морского водоема с прибрежными ландшафтами во время регрессивно-трансгрессивного цикла развития бассейна. Быстрое и значительное по величине падение уровня моря в самом начале тоара обусловило глобальную регрессию, что привело к образова-

нию на прибрежных равнинах обширных озерно-болотных ландшафтов, в которых начали генерироваться значительные массы метана (недаром одно из названий метана – «болотный газ»). Аналогичные процессы происходят и в современных ландшафтах такого типа [Freyer, 1979]. Соответственно, в дальнейшем метан окислялся с образованием изотопно-легкой углекислоты. В результате этих процессов, с одной стороны создавались предпосылки для парникового эффекта (тоар – время температурного оптимума), а с другой – в морях и океанах микроорганизмы ассимилировали эту углекислоту, обуславливая образование осадков с изотопно-легкими карбонатами и ОВ. Таким образом резкое возрастание количества изотопно-легкой  $\text{CO}_2$  в атмосфере было обусловлено быстрым по темпам и значительным по степени увеличением площади метаногенерирующих наземных ландшафтов. В дальнейшем при развитии сменившей регрессию трансгрессии площади этих ландшафтов сокращались, в результате чего количество поступавшего в атмосферу метана и величина углеродной аномалии также постепенно уменьшались. События с аналогичным сценарием развития происходили в фанерозойской истории Земли неоднократно, в частности, на границе палеоцена и эоцена [Гаврилов, Щербинина, 2004].

В связи с проблемой источника ОВ при формировании горизонтов с повышенным содержа-

нием Сорг отметим, что А.И. Конюхов, обсуждая вопрос о накоплениях ОВ в осадочных толщах Атлантического океана, высказывал также предположение о том, что в ряде случаев «черные» глины в океане возникали в результате перераспределения осадков материковых окраин атлантического типа в зрелый период их развития, т.е. на окраинах пенепленизированных кратонов. Причем процессу перераспределения способствовали крупные морские трансгрессии, обуславливая размыв прибрежно-морских и дельтовых отложений, содержащих значительные количества ОВ [Конюхов, 1985]. При сравнении одновозрастных тоарских отложений Северного Кавказа и Западной Европы видно, что в разных фациальных обстановках формировались глинистые толщи, различающиеся по ряду признаков – карбонатности, степени обогащенности ОВ, минеральному составу конкреций. Но при этом отмечаемые в обоих случаях изменения некоторых литолого-геохимических параметров снизу вверх по разрезу хорошо согласуются с общей направленностью развития бассейнов седиментации, которая проявилась в регрессивно-трансгрессивном цикле. Причем двухэтапный цикл развития (регрессия, во время которой происходило формирование соответствующего озерно-болотного ландшафта на прибрежной равнине, и затем трансгрессия, обуславливавшая активное взаимодействие этого ландшафта с наступающим морем), как нам представляется, наилучшим образом способствовал возникновению литологической, минералогической и геохимической специфики накапливавшихся отложений.

Климатический фактор при этом несомненно играл весьма существенную роль, способствуя или препятствуя появлению на прибрежных равнинах ландшафтов с влаголюбивой растительностью. Температура и влажность были важными факторами, от которых зависел характер выветривания на водосборных площадях, а следовательно, и поставка в водоем минеральных веществ. Возможно, важное значение в образовании сидониевых и одновозрастных с ними сланцев имело то обстоятельство, что тоар был временем увеличения температурного режима (тоарский оптимум), тогда как другие трансгрессии не привели к формированию отложений, существенно обогащенных ОВ.

Как видим, не все трансгрессии находят отчетливое литолого-геохимическое отражение в разрезах. Следует отметить, что вообще более или менее существенные железорудные скопления прямо или косвенно парагенетически связаны прежде всего с терригенными толщами, в то время как накопление ОВ в мезозое–кайнозое происходило вне зависи-

мости от фонового осадконакопления (было ли оно карбонатным или терригенным), т.е. процесс образования горизонтов, обогащенных ОВ, имел более универсальный характер.

Разработанная нами на примере  $J_{1-2}$  отложений модель образования горизонтов, обогащенных ОВ (см. рис. 7.2), а в определенных фациальных обстановках существенно сидеритоносных [Гаврилов, 1992, 1994], в дальнейшем проверялась на примере углеродистых отложений других стратиграфических интервалов, таких как пограничные сеномантуронские [Гаврилов, Копаевич, 1996], горизонт на границе палеоцена и эоцена Юга бывшего СССР [Гаврилов и др., 1997а, б, 1999; Gavrilov et al., 2003]. Во всех этих случаях геологические и геохимические особенности углеродистых горизонтов относительно небольшой мощности, но развитых на очень значительных площадях, свидетельствуют в пользу реальности этой модели.

#### **Влияние климата на формирование геохимического облика осадков юрского водоема**

Одним из факторов, активно влиявших на формирование геохимического облика юрской терригенной толщи, был климат.

По данным исследования многочисленных находок флоры [Вахрамеев, 1988 и др.], а также споры и пыльцы, по результатам реконструкции палеотемператур по изотопным данным [Петросьянц, Ясаманов, 1983; Ясаманов, 1978] и другим признакам, можно говорить о существовании в районе Кавказского бассейна влажного (гумидного) и теплого (субтропического) климата. Следствием этого было несколько важных для геохимии бассейна осадконакопления обстоятельств. Одно из них – образование бокситов на Северном Кавказе [Кондаков, Коробейников, 1975] и развитие кор выветривания полного профиля на Малкинском серпентинитовом массиве [Гинзбург, Яницкий, 1952; Сердюченко, 1952; Калганов, 1967 и др.], в других местах Лабино-Малкинской СФЗ [Богатырев, Делицин, 1978] и в Грузии [Дзоценидзе, 1963; Чомахидзе, 1963]. Вынос из кор выветривания осадочного материала, как было отмечено выше, в значительной мере влиял на геохимию осадков некоторых интервалов.

Другим важным следствием теплого гумидного климата было развитие многочисленных озерно-болотных систем по периферии бассейна. Вынос из этих ландшафтов ОВ, металлоорганических комплексов, других веществ обуславливал активное течение диагенетических процессов в осадках во-

доема, что также в значительной мере влияло на геохимическую характеристику отложений.

Наконец обилие влаги было причиной развития сети довольно многочисленных рек (помимо крупной реки в Дагестанской части бассейна), которые поставляли большие массы осадочного материала в Кавказский водоем, влияли на развитие фэновых систем, обуславливали очень высокие темпы осадконакопления в осевых зонах бассейна, что также служило одним из факторов воздействующих на геохимический облик осадков.

### **Диagenетические преобразования в осадках**

Как видно из рассмотренного выше материала, диagenетические преобразования служили мощным фактором переработки и перераспределения вещества осадков, существенного изменения концентраций в них ряда элементов, обуславливая иногда образование их рудных накоплений. В слоистых сериях с диagenетическими процессами связано перераспределение элементов между гранулометрически различными отложениями, а также миграция значительных масс карбонатного (карбонаты Fe, Mn), а иногда и сульфидного вещества из материнских по отношению к ним глинистых осадков в алевролитовые и песчаные, что существенно меняло геохимический облик отложений. Диagenетическое перераспределение вещества и сидеритовое конкрециеобразование с последующим перемиывом осадков, выносом глинистого материала и формированием конкреционных конгломератов является ярким примером того, как внутрибассейновые процессы, происходившие на кларковом фоне седиментации, могли образовывать рудные концентрации элементов.

### **Газовый режим вод ранне- и среднеюрского бассейна седиментации и его влияние на некоторые особенности геохимии осадков**

В публикациях, посвященных реконструкции условий осадконакопления в ранне- и среднеюрском бассейне, нередко высказывалось предположение о возникновении в юрском водоеме сероводородного заражения. Причем в качестве аргумента в пользу этого предположения указывалось, с одной стороны, наличие в породах сульфидных конкреций, а с другой – бедность в этих отложениях органических остатков. Действительно, на разных уровнях  $J_{1-2}$  толщи (особенно в среднеюрской части разреза) встречаются го-

ризонты, содержащие большое количество сульфидных стяжений. Однако они являются образованиями диagenетическими, возникшими в осадках, и не могут служить доказательством появления  $H_2S$  в наддонных водах. Вместе с тем редкость находок фауны (особенно в отложениях осевых частей бассейна) могут говорить в пользу неблагоприятной экологической обстановки в палеоводоеме.

Современные доводы в пользу возможного  $H_2S$ -заражения в древних водоемах базируются как на палеонтологических, так и на геохимических данных.

Палеонтологические данные свидетельствуют о том, что в отложениях ранне- и среднеюрского бассейна редки находки не только бентосной фауны, но и той, которая обитала в верхних частях толщи воды (например, аммониты). Вместе с тем в отложениях северной периферии бассейна (Лабино-Малкинская, Восточно-Балкарская, Дигоро-Осетинская СФЗ) встречаются пласты с множеством раковин аммонитов, белемнитов, гастропод, двустворок и т.д., залегающих попеременно с многочисленными перемиытыми диagenетическими конкрециями, иногда с фрагментами растительных остатков (древесины), замещенных сидеритом и пиритом. Эти горизонты образовались в результате размыва осадков и переотложения содержащихся в них включений. Важно отметить, что организмы – как бентосные, так и нектонные – в достаточно большом количестве обитали в водоеме, но остатки их раковин в осадках в большинстве случаев сохранялись крайне редко. Причем нектонные организмы обитали и в удаленных от береговой зоны частях бассейна, однако их остатки, как уже отмечалось, встречаются здесь очень редко и это обстоятельство требует объяснения. Отсутствие остатков раковин бентосных организмов в центральных частях бассейна может быть связано с тем, что 1) здесь существовали достаточно большие глубины (по крайней мере глубже фотической зоны), 2) темпы седиментации были весьма велики, что также создавало неблагоприятные условия для обитания бентосной фауны. Вместе с тем отметим, что следы ползающих организмов, в том числе подобных хондритес, нами неоднократно отмечались даже в сланцах циклаурской свиты. Таким образом, распределение фаунистических остатков в  $J_{1-2}$  отложениях не противоречит предположению о  $H_2S$ -заражении вод центральных частей бассейна, но в то же время не может служить доказательством его существования, так как угнетенность фауны может быть обусловлена иными чем присутствие  $H_2S$  в водах причинами.

Геохимические данные также позволяют оценить вероятность существования  $H_2S$ -заражения в юрском водоеме. Ранее было предложено использовать для установления  $H_2S$ -заражения соотношения содержаний Mn и Mo в отложениях, а также некоторых других элементов – Se, Re [Емельянов и др., 1984; Холодов, Недумов, 1991], что основывалось на различном поведении этих элементов в оксидных и аноксидных обстановках. Использование таких соотношений на примере разных геологических объектов (майкопская серия, аноксидные осадки самых низов эоцена юга бывшего СССР, голоценовые осадки Черного моря) продемонстрировало в целом надежность этого метода для оценки газового режима древних бассейнов [Недумов, 1994; Гаврилов и др., 1997]. Анализ геохимических данных по юрским терригенным отложениям Большого Кавказа показал, что за редким исключением содержание в породах Mo не превышает кларковых значений и вовсе никогда не обнаруживается противоположных тенденций в поведении Mo и Mn. Там же, где наблюдаются несколько повышенные содержания Mo (в глинистых сланцах из вулканогенно-осадочной толщи), усиление осаждения этого элемента нами связывается с локальным дополнительным поступлением в водоем  $H_2S$  с гидротермальными растворами. Относительно диагенетического  $H_2S$  известно, что до тех пор пока в осадках имеется реакционноспособное Fe в них происходит процесс сульфидообразования и сероводород в наддонную воду из осадков не поступает. Только после исчерпания резервов Fe начинается эвакуация  $H_2S$  из илов [Волков, 1984 и др.]. В юрских глинистых отложениях, как видно из таблиц содержания элементов в породах, присутствовало достаточно Fe для того, чтобы весь  $H_2S$  расходовался на сульфидообразование. Важно также подчеркнуть, что высокие темпы седиментации сдерживали поступление в осадки из наддонной воды избыточных количеств сульфат-иона, необходимого для образования  $H_2S$ . Даже если предположить, что местами происходило поступление  $H_2S$  из осадков в наддонные воды, последний в условиях достаточно активного гидродинамического режима должен был быстро окисляться и устойчивого сероводородного заражения придонных вод не возникало.

Вместе с тем не исключено, что в некоторых западинах в рельефе дна, в затишных обстановках локально этот процесс мог развиваться (как это происходит в Готландской впадине Балтийского моря). Таким образом, можно заключить, что в настоящее время нет никаких убедительных свидетельств развития в ранне- и среднеюр-

ском бассейне Большого Кавказа сероводородного заражения наддонных вод.

При обсуждении вопроса о газовом режиме в юрском водоеме следует учитывать, что в него из периферических наземных ландшафтов, где существовали обширные озерно-болотные системы и шли процессы торфо- и углеобразования (нижний плинсбах, аален, бат), происходил вынос большого количества растительного ОВ. Это было одной из причин высокой сидеритонности отложений (прежде всего вблизи от источников сноса осадочного материала). Окисление этих масс ОВ как в толще воды, так и в осадках в процессе раннего диагенеза, приводило к образованию больших количеств углекислоты. Диагенетическая углекислота способствовала активному растворению попавших в осадок раковин организмов, избыточные же порции углекислоты уходили в наддонную воду. Нам представляется, что учитывая эти обстоятельства, можно предполагать существование повышенных концентраций  $CO_2$  в водах юрского бассейна, т.е. своего рода его «углекислотное заражение». Соответственно карбонатные раковины отмерших планктонных и нектонных организмов уже на стадии погружения в более глубокие горизонты водной толщи начинали активно растворяться, а в осадках в диагенезе этот процесс приводил к их полному растворению. Поэтому, если в глинистых породах и встречаются редкие отпечатки раковин аммонитов, то следов их раковин, как правило, нет.

Отметим, что возможность влияния углекислотного заражения вод некоторых кайнозойских морей юга бывшего СССР на обитавшую в них фауну ранее предполагал Б.П. Жижченко [1969].

Таким образом, такой геохимический параметр осадков, как содержание в них биогенного  $CaCO_3$ , в значительной степени зависел как от скорости седиментации терригенного материала, так и от избытка углекислоты в осадках и водной толще ранне- и среднеюрского водоема.

#### **Другие факторы, влиявшие на геохимию осадков**

Нами не проводилось специальных исследований качественного состава органического вещества, накапливавшегося в разных частях водоема. В некоторых публикациях отдельные вопросы этой проблемы рассмотрены [Даидбекова, Алиев, Сафаров, 1976; Бойко, 1988 и др.]. Из них ясно, что главным источником ОВ являлась окружающая водоем суша, где прежде всего в озерно-болотных системах накапливались значительные массы ОВ, которое впоследствии в ре-

зультате тех или иных причин поступало в Кавказское море. Вместе с тем, бассейновое ОВ (планктоногенное) также вносило определенный вклад в обогащение отложений  $S_{орг}$ . Следует отметить, что повышение концентраций  $S_{орг}$  в отдельных горизонтах, как правило, не приводило к заметному росту концентраций других элементов, за исключением некоторого роста содержания V. Эта тенденция заметно отличает осадки юрского водоема от, например, меловых и палеогеновых отложений, где аналогичный в количественном отношении рост содержания  $S_{орг}$ , как правило, приводил к значительному обогащению отложений широким спектром элементов [Гаврилов, Музылев, 1991, Гаврилов, Копаевич, 1996, Гаврилов и др., 1997]. Такое различие, очевидно, обусловлено разницей в качественном составе ОВ, в его типе. Вместе с тем, органическое вещество в юрском бассейне обеспечивало энергетику широко развитых в осадках диагенетических процессов и тем самым являлось одним из ведущих факторов, определявших геохимический облик осадочных пород.

Фактор *крупного наземного дельтового комплекса*, располагавшегося на северо-востоке региона, обусловил геохимическую асимметрию бассейна седиментации. Вызвано это было выносом палеорекой в водоем из наземных озерно-болотных ландшафтов больших количеств свежего реакционноспособного ОВ, некоторых металлоорганических соединений, т.е. обеспечивалось одно из главных условий для интенсивного течения процессов диагенеза и перераспределения химических элементов в осадках.

Фактор *гидродинамического режима бассейна* влиял на распределение на площади водоема различных в гранулометрическом, минералогическом, а соответственно геохимическом отно-

шении осадков, на перебив отложений, образование конкреционных конгломератов и связанных с ними геохимических аномалий и др.

Как отмечалось при рассмотрении геохимических особенностей отложений циклаурской свиты Бзыбско-Казбекской СФЗ, содержащие вулканогенные породы, небольшое увеличение во вмещающих глинистых сланцах концентраций некоторых элементов (Mn, Mo, Fe) могло быть связано с *субаквальной гидротермальной деятельностью*. Однако ее влияние было незначительным как по масштабам проявления, так и по спектру элементов, которыми обогащались осадки. Кроме того, ощущалось оно локально – вблизи от зон разгрузки.

Существовали также и другие относительно малозначимые по степени их воздействия на геохимию отложений факторы, такие как *сейсмичность*, вызывавшая во время землетрясений кратковременное, но существенное усиление дегазации накопившихся в это время осадков и нарушавшая “нормальное” течение диагенетических процессов; явление *гомогенизации отложений* в горизонтах, располагавшихся под гравитационно перемещавшимися крупными песчаными пластинами.

Среди рассмотренных факторов, одни проявлялись на протяжении всего этапа формирования осадочного комплекса, другие – на определенных стадиях его развития или в разных частях бассейна. Взаимодействуя между собой, дополняя друг друга они вместе определяли геохимическую специфику ниже- и среднеюрских отложений Большого Кавказа. В целом, эти факторы, очевидно, являются типичными при формировании геохимического облика крупных терригенных осадочных комплексов в сходных климатических и геодинамических обстановках.

## ГЛАВА 8. ПРОИСХОЖДЕНИЕ Fe-СОДЕРЖАЩИХ РУДОНОСНЫХ И МЕТАЛЛОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Выше отмечалась приуроченность к интервалам, связанным с регрессивными эпизодами, горизонтов Fe-оолитов или просто осадков, обогащенных гидроксидами Fe. Представляется целесообразным специально рассмотреть некоторые аспекты их генезиса.

Несмотря на то, что приуроченные к разным стратиграфическим уровням обогащенные Fe отложения распространены в пределах единого Северокавказского региона, они различаются по генезису, содержанию Fe, геохимической специализации. Говоря о генезисе мы прежде всего имеем в виду источник Fe для этих железистых горизонтов. Как уже отмечалось, одним из главных источников Fe являются коры выветривания серпентинитовых массивов. Причем перемыв, переотложение и накопление рудного материала происходило в следующих ситуациях.

1) В самом начале развития юрской трансгрессии, в условиях крайне мелководного моря, начавшего затоплять пенеэпленезированную, но неровную поверхность доюрского основания, море изобиловало заливами, островами, т.е. геоморфологически ландшафт был благоприятен для концентрации, накопления рудного материала, выносившегося из кор выветривания. Прежде всего такая палеогеографическая обстановка была характерна при образовании Малобамбакского железорудного месторождения. О том, что именно такие условия благоприятны для образования Fe руд неоднократно писал Н.М. Страхов [1947, 1960, 1963 и др.].

2) Несколько иная, но в целом схожая ситуация возникла во время регрессии моря в самом конце тоара – начале аалена. В это время падение уровня моря привело к тому, что в зоне активной гидродинамической эрозии оказался относительно геоморфологически приподнятый Малкинский серпентинитовый массив и начался активный перемыв накоплений Fe, как из ранее захороненных, но теперь размываемых кор выветривания, так и уже образовавшихся морских оолитовых руд, располагавшихся вблизи от массива. Не исключено, что массив вообще до позднеюрского времени полностью не перекрывался морем. Результатом перемыва этих скоплений Fe-оолитов стал их вынос в более удаленные части моря и переотложение в относительных понижениях в рельефе. Таким образом сформировались

железные руды плато Бечасын, наиболее приближенные к Малкинскому массиву и потому унаследовавшие специфический спектр элементов. Более удаленные руды бассейна р. Баксан в процессе их переотложения утратили эту геохимическую специфику – произошло рассеивание Ni, Co и др. элементов, но по всем остальным параметрам они очень близки к Бечасынским.

Важно подчеркнуть следующее. Между тем обстоятельством, что Малобамбакские руды возникли на самых ранних стадиях *трансгрессии*, а Бечасынские и их аналоги во время *регрессии* нет никакого противоречия, так как в обоих случаях возникла схожая палеогеографическая ситуация (низкое стояние уровня моря на определенной территории) благоприятная для развития железорудного процесса.

Если Малобамбакское, Бечасынское и Баксанское рудопроявления характеризуются достаточно высоким содержанием Fe (>20%), то многие другие горизонты являются более бедными по содержанию Fe и могут рассматриваться как металлоносные, а не рудоносные (нижнетюарские в Дигоро-Осетинской СФЗ, пограничные аален/байосские – в нескольких местах в Дагестане, а также в более западных районах – р. Черек Безенгийский, р. Кардоник, р. Уруп, в основании келловей по р. Урух, см. табл. 8.1). Все эти металлоносные горизонты, нередко выклинивающиеся, расположены далеко от серпентинитовых массивов, которые вряд ли являлись источниками Fe. Образование этих металлоносных горизонтов связано с поступлением Fe из других источников, связанных с развитием самого бассейна седиментации [Гаврилов, 1987]. Терригенные глинистые отложения J<sub>1-2</sub>, как уже отмечалось, часто содержат довольно многочисленные диагенетические сидеритовые конкреции, которые формировались в осадках на глубине в первые дециметры. Соответственно, при достаточно значительных размывах таких осадков глинистый материал уносился, а конкреции образовывали скопления, часто описываемые как горизонты «конкреционных конгломератов». Эти конкреции находились ещё в состоянии неполного окаменения и попадая в иные геохимические условия – из восстановительных в окислительные – достаточно активно окислялись и разрушались. Оксидные соединения Fe переносились течениями и при благоприятных условиях скапливались в

**Таблица 8.1.** Содержание элементов в обогащенных железом породах и вмещающих их отложениях

<i>№ обр.</i>	<i>S<sub>орг</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Ti</i>	<i>P</i>	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>V</i>	<i>Cu</i>	<i>Co</i>	<i>Pb</i>	<i>Ga</i>	<i>Ge</i>	<i>Mo</i>
<b>Западная часть Лабино-Малкинской СФЗ</b>															
<b>Разрез по р. Уруп</b>															
<i>слой в кровле ааленской толщи</i>															
1679-го	0,23	1,95	11,17	0,19	0,47	0,06	75	95	285	33	31	41	18	1,4	<1,0
1679-2сп	<0,1	4,50	36,30	0,13	0,31	0,45	93	170	320	21	20	40	9	<1,0	<1,0
<b>Разрез по р. Кардоник</b>															
<i>отложения в кровле ааленской толщи</i>															
1703-а	0,22	1,70	5,77	0,06	0,46	0,05	85	65	185	30	18	16	25	1,4	<1,0
1703-ао	0,65	0,50	10,75	0,09	0,51	0,08	115	120	250	44	25	17	28	1,4	<1,0
<i>базальная пачка алевролитов байоса (обнажение в 1 км к югу от с. Кзыл-Октябрь)</i>															
1701-а	0,30	<0,1	10,48	0,05	0,51	0,06	105	90	260	36	16	22	23	1,4	<1,0
1702-ао	<0,1	4,25	12,17	0,15	0,36	0,20	155	160	280	100	32	26	14	1,4	<1,0
<b>Восточная часть Лабино-Малкинской СФЗ</b>															
<b>Левобережье р. Баксан, разрез по р. Тызыл</b>															
145-псц	0,14	17,60	15,83	0,20	0,20	0,09	27	16	66	<20	12	<10	<10	1,5	<1,5
145-по	0,27	6,25	21,09	0,16	0,33	0,13	60	28	170	<20	25	12	18	1,5	<1,5
147-а	0,03	6,25	6,01	0,08	0,36	0,05	58	27	125	20	18	12	13	<1,5	<1,5
148-ап	0,30	11,60	13,16	0,30	0,22	3,33	30	19	89	50	13	10	10	<1,5	<1,5
149-г	0,27	1,20	4,56	0,04	0,53	0,07	78	41	110	<20	19	24	22	1,5	1,7
153-а	0,38	6,30	13,36	0,21	0,36	0,19	65	50	165	31	51	14	20	1,5	<1,5
154-иж	<0,1	26,50	24,15	0,95	0,17	0,32	28	23	99	<20	14	<10	<10	<1,5	<1,5
154-аж	0,29	9,95	16,67	0,28	0,30	0,06	62	38	160	20	25	~10	13	<1,5	<1,5
155-гаж	<0,1	1,60	11,72	0,13	0,33	0,03	88	65	162	67	34	20	17	1,6	<1,5
155-г	<0,1	<0,1	4,34	0,02	0,56	0,04	77	39	137	20	16	19	23	1,9	1,6
156-га	0,36	1,30	5,74	0,05	0,45	0,04	77	72	135	67	19	20	19	1,6	<1,5
156-аж	0,82	5,75	14,83	0,16	0,34	0,11	70	77	200	28	28	14	16	1,5	<1,5
156-о	0,40	16,55	25,51	0,71	0,20	0,10	38	15	260	<20	13	10	<10	<1,5	2,4
157-о1	0,57	5,45	19,97	0,27	0,31	0,12	57	34	330	<20	23	12	14	<1,5	1,8
157-о2	0,43	4,65	17,63	0,14	0,38	0,17	53	39	275	<20	26	14	14	~1,5	~1,5
157-г	0,81	2,05	8,30	0,07	0,39	0,05	60	45	185	<20	25	19	19	1,6	<1,5
157-о3	0,04	3,00	17,66	0,20	0,31	0,19	59	39	190	<20	22	12	14	1,5	1,5
159-го	0,35	3,00	13,92	0,16	0,32	0,87	57	47	160	25	28	15	18	<1,5	<1,5
160-г	0,48	<0,1	4,27	0,06	0,58	0,03	97	54	132	31	16	20	30	1,8	1,5
161-и	0,14	23,70	7,36	0,73	0,18	0,38	36	25	64	<20	19	14	<10	<1,5	<1,5
162-о1	0,12	13,75	26,22	0,83	0,21	0,05	38	19	175	<20	19	13	<10	1,5	2,1
162-о2	0,36	17,15	20,77	0,69	0,27	0,04	39	29	120	<20	16	10	12	<1,5	<1,5
162-ио	0,26	29,40	10,27	0,42	0,21	0,29	31	21	100	25	19	21	<10	~1,5	<1,5
<b>Восточно-Балкарская СФЗ</b>															
<b>Разрез по р. Черек Безенгийский</b>															
386-г	0,78	5,75	13,40	0,08	0,46	0,20	73	68	320	42	20	38	20	1,5	<1,5
387-г	0,63	<0,1	8,66	0,03	0,56	0,06	72	60	265	41	25	29	28	2,6	<1,5
387-кг	0,32	5,00	11,73	0,02	0,51	0,06	54	64	208	25	20	52	18	2,6	~1,5
388-кг1	0,53	8,50	12,84	0,14	0,46	0,20	73	56	305	25	24	15	14	2,9	<1,5
388-кг2	0,42	5,90	10,33	0,08	0,51	0,16	79	48	235	28	18	27	16	2,7	1,6
388-г	0,48	<0,1	4,47	0,02	0,51	0,06	67	54	172	32	12	88	26	2,7	6,0

Продолжение табл. 8.1

№ обр.	$C_{орг}$	$CO_2$	Fe	Mn	Ti	P	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
<b>Дигоро-Осетинская СФЗ</b>															
<b>Разрез по р. Айгамуга у с. Фаснал</b>															
583-аг	0,46	1,15	5,03	0,03	0,53	0,02	87	63	135	33	10	29	26	2,6	1,6
584-кго	0,14	7,05	27,92	0,55	0,34	0,92	76	49	117	26	30	49	<10	<1,5	~1,5
<b>Архыз-Гузерильская СФЗ западная часть</b>															
<b>Бассейн р. Белой, разрез по р. Молчепа</b>															
Верийотская свита															
958-г	0,36	<0,1	5,56	0,02	0,48	0,05	76	57	125	37	11	30	20	2,8	~1,4
960-по	<0,1	15,00	8,27	0,08	0,24	0,04	272	29	192	15	7	15	~10	1,6	1,6
960-ао1	0,35	2,55	7,16	0,083	0,28	0,08	235	65	305	33	12	44	12	2,1	2,3
960-г	0,16	<0,1	2,64	<0,1	0,44	0,04	200	146	140	57	9	21	19	2,4	1,5
960-п	0,12	7,30	9,60	0,25	0,26	0,03	225	130	310	17	17	12	7	1,7	1,9
960-ао2	0,35	11,80	13,94	0,11	0,25	0,31	120	53	360	21	17	26	7	~1,5	2,8
961-а	<0,1	2,80	3,73	0,03	0,23	0,04	250	44	119	17	9	12	9	1,5	~1,5
961-ао	0,48	<0,1	14,17	0,09	0,28	0,37	123	77	415	27	22	28	11	1,9	3,0
962-а	<0,1	7,00	7,91	0,17	0,34	0,03	271	163	138	33	26	19	18	2,1	1,7
962-апо1	0,15	15,00	18,80	0,15	0,25	0,21	117	55	427	15	16	10	<10	<1,5	1,7
962-апо2	0,19	9,00	18,88	0,10	0,26	0,24	110	54	510	17	13	10	8	2,3	2,3
<b>Агвали-Хивская СФЗ</b>															
<b>Разрез по р. Аварское Койсу</b>															
Игатлинская свита (у с. Датуна)															
277-ао	0,53	2,05	8,11	0,08	0,47	0,05	122	103	308	29	27	43	26	1,5	<1,5
281-о1	0,40	2,55	8,35	0,11	0,43	0,08	91	56	190	20	18	18	20	1,7	<1,5
281-кг	0,26	17,05	5,57	0,29	0,31	0,15	54	32	132	64	14	11	10	<1,5	<1,5
281-ао2	0,48	9,40	9,47	0,35	0,33	0,11	61	51	158	<20	18	12	17	<1,5	<1,5

Примечание. г – глинистые породы, аг – алевролитовые глинистые породы, а – алевролиты, п – песчаные породы, гр – гравелисты, кт – конгломерат, и – «известняки» (слои пород с повышенным содержанием карбонатного материала, часто минералогически смешанного состава), псц – песчаные породы с сидеритовым цементом, о – породы, содержащие железистые оолиты, сц – песчано-алевролитовые породы с сидеритовым цементом, ж – породы с повышенным содержанием железа, пп – пепловый прослой, кг – карбонатно-глинистые породы, сп – строматолитоподобная порода;  $C_{орг}$  – P в %, Cr – Mo в  $10^{-4}\%$

седиментационных ловушках, обогащая осадки железом до уровня, иногда в несколько раз превышающего кларковый.

Однако не любой размыв с образованием конкреционного конгломерата провоцировал этот процесс. Так, например, в авандельтовой толще в Дагестане, накопление которой происходило в обстановке высокой гидродинамической активности, вымытые из осадков конкреции часто не несут на себе следов окисления. Связано это с тем, что в области высоких скоростей седиментации конкреционные конгломераты быстро перекрывались следующими порциями осадков, выводились из зоны окислительных обстановок и опять попадали в зону восстановительного диагенеза. Иная ситуация возникала при сравнительно долговременных падениях уровня моря, когда конкреционные конгломераты длительное время находились в контакте с кислородсодержащими вода-

ми. В этом случае именно конгломераты служили источником Fe, обогащавшего осадки. Поскольку этот процесс был менее активным, чем переотложение материала из рудоносных кор выветривания, степень обогащения железом осадков была сравнительно невелика. Таким образом возникли, в частности, «лептохлоритовые» горизонты Дагестана, описанные Г.Н. Бровковым [1961], которые он рассматривал как «хвосты» гораздо более крупных месторождений, расположенных севернее. Следует однако отметить, что в тех местах, где падение уровня моря приводило к перемыву осадков, а затем к выведению их из субаквальных обстановок в субаэральные, процесс окисления Fe-содержащих минералов (сидерит, пирит) резко усиливался. На стадии, когда эти отложения опять попадали в субаквальные условия, происходило образование высокожелезистых осадков (до 36 % Fe, см. табл. 8.1, обр. 1679/2г, р. Уруп).



Отметим также, что если переотложенный железистый материал из кор выветривания часто характеризуется специфическим набором элементов, то в тех случаях, когда металлоносные горизонты возникали за счет окисления диагенетических конкреций, они обогащались только теми элементами, которые были сорбированы гидроксидами Fe из морской воды. Так, устойчивую концентрацию в этих горизонтах обнаруживает прежде всего ванадий, остальные малые элементы такой устойчивой тенденции не показывают.

Следует также иметь в виду, что в отложениях, вмещающих железные руды (плато Бечасын, бассейн р. Баксан), присутствуют также пласты конкреционных конгломератов, возникшие на фоне падения уровня моря. В этих пластах часто содержатся многочисленные оолиты, образование которых, хотя бы отчасти, связано с окислением сидеритовых конкреций. То есть на этих интервалах источником Fe оказались не только коры выветривания серпентинитовых массивов, но и собственные ресурсы терригенных отложений в виде диагенетических сидеритовых конкреций. При удалении от серпентинитовых

массивов роль кор выветривания как поставщиков Fe быстро снижается и наконец практически сходит на нет, а некоторое обогащение этих интервалов Fe-оолитами связано уже только с окислением конкреционных конгломератов. Именно такая ситуация наблюдается в нижнеабалкеновских отложениях при переходе от Лабино-Малкинской к Восточно-Балкарской СФЗ.

Таким образом, относительные падения уровня Кавказского водоема (регрессивные эпизоды) «включали в действие» различные механизмы обогащения терригенных отложений железом – 1) размыв и переотложение рудоносных кор выветривания, 2) формирование с последующим окислением Fe-содержащих конкреционных конгломератов. Причем важно подчеркнуть, что учитывая условия образования сидеритовых конкреций, соответствующие конкреционные конгломераты могли возникать только при терригенном типе седиментации в бассейне; в водоемах с карбонатным осадконакоплением они, как правило, отсутствуют, а соответственно не работают или работают в существенно ослабленном виде второй из рассмотренных механизмов обогащения осадков железом.

## ГЛАВА 9. ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЕ КОНКРЕЦИЕОБРАЗОВАНИЕ

Проблема диагенетического конкрециеобразования в юрских отложениях Большого Кавказа с разных позиций рассматривались в ряде публикаций [Бровков, 1958, 1960; Гриненко, 1982; Тимофеева, 1963, 1966; Фролов, 1958, 1965 и др.]. Частные и общие вопросы этой проблемы достаточно подробно обсуждались нами ранее [Гаврилов, 1982, 1983, 1985а, б, 1992], а также в настоящей работе при рассмотрении геохимических особенностей отложений. Поэтому здесь коснемся этой проблемы кратко, с акцентом на процессах конкрециеобразования, протекавших в глинистых отложениях в ходе «нормального» диагенеза, не осложненного действием различных внешних факторов, таких как биотурбация, сейсмическая активность и др.

Как было отмечено выше, диагенетическое конкрециеобразование было развито в  $J_{1-2}$  толще неравномерно – как на разных стратиграфических интервалах разрезов, так и на площади бассейна осадконакопления. В районах Центрального Кавказа процессы конкрециеобразования наиболее интенсивно протекали в отложениях относительно приближенных к берегу (например, очень высокая конкрециенность верхнеплинских отложений Восточно-Балкарской СФЗ, меньшая – одновозрастных горизонтов Дигоро-Осетинской СФЗ и крайне низкая в отложениях циклаурской свиты). В районах Восточного Кавказа, вследствие выноса палеорекой большого количества реакционноспособного ОВ, эти процессы были наиболее широко развиты.

В глинистых отложениях залегают разнообразные по морфологии, размеру, внутренней структуре и минеральному составу конкреции.

*Морфология конкреций.* В подавляющем большинстве конкреции характеризуются линзовидной формой, которая варьирует в широких пределах – от сильно уплощенной до близкой к шарообразной. Размеры стяжений меняются от нескольких см до 1–1,5 м в диаметре; тонкие (первые см) линзовидные сидеритовые прослои могут протягиваться на многие метры (см. рис. 7.5, А).

По внутренней структуре различаются зональные и незональные конкреции. *Незональные* являются наиболее распространенными (вместе с тем отметим, что даже в визуально незональных стяжениях отмечается некоторое изменение их состава от центра к краю). Среди них наиболее часто встречаются стяжения, в которых преобладающим минералом является сидерит (табл. 9.1).

Эти стяжения залегают, как правило, в коричневатых темно-серых аргиллитах, почти бескарбонатных, с содержанием остаточного  $C_{орг}$  –  $1 \pm 0,5\%$ . Эти конкреции, обычно залегают слоями, образуя цепочки стяжений; местами слои группируются в конкреционные пачки. Для подавляющего большинства конкреций этого типа характерна уплощенная линзовидная форма, размер их невелик – 2–7 см в толщину и 10–30 см в диаметре. Сложены конкреции коричневатого-серым, иногда с лиловым оттенком карбонатным материалом, очень мелкозернистым. Химический анализ породы (см. табл. 9.1) показывает, что в её составе преобладает карбонат  $Fe^{2+}$  количество которого колеблется в пределах от 55 до 80 % (от суммы карбонатных минералов), подчиненную роль, играют  $CaCO_3$  (3–2 %),  $MgCO_3$ , (10–22 %),  $MnCO_3$  (1–2 %). На дифрактограммах этих образцов отчетливо выделяются рефлексы сидерита ( $d_{104} = 2,778\text{--}2,78 \text{ \AA}$ ), иногда формируются слабые пики, принадлежащие доломиту ( $d_{104} = 2,88 \text{ \AA}$ ) или магнезильному кальциту ( $d_{104} = 3,01 \text{ \AA}$ ). Судя по несколько заниженным для сидерита значениям  $d_{104}$ , в его структуру изоморфно входят ионы магния.

Иногда на фоне коричневатых аргиллитов выделяются пачки серых известковистых отложений, образование которых связано, как правило, с этапами временного обмеления бассейнов. В таких пачках обычно залегают незначительные известковые или доломитовые стяжения (см. табл. 9.1, обр. 1105, разрез р. Курах; обр. 1502, разрез р. Ардон; обр. 1520, 1521 разрез р. Фараскат; обр. 600, 601, 609, разрез р. Фаснал и др.). Если в лейас-ааленской толще известковые конкреции в общем относительно немногочисленны и в основном тяготеют к пачкам известковистых глин, то в байос-батских отложениях доля известковых конкреций в общем балансе диагенетических стяжений заметно возрастает (см. табл. 9.1, байосские отложения большинства разрезов). Связано это, видимо, с тем, что в байос-батское время заметно сократилось количество приносимого с суши растительного материала или он поступал в водоем в значительно окисленном виде. Соответственно, на некоторых интервалах процесс сидеритообразования был подавлен. Понижение углекислотного потенциала в водоеме создавало более благоприятные условия для накопления биогенного карбонатного материала, перераспределение которого в диагенезе обусловило образование известковых конкреций. Вместе с тем и в байосе-бате на неко-

Таблица 9.1. Химический состав диагенетических конкреций, %

№ обр.	М.Н.О.	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
<b>Лабино-Малкинская СФЗ</b>											
<b>Бассейн р. Баксан разрез по р. Тызыл</b>											
Хумаринская свита											
539	34,21	<0,1	2,21	32,12	1,02	2,12	2,73	23,65	0,46	0,24	98,76
543	12,12	3,57	0,54	44,45	0,44	1,23	1,93	31,05	0,74	0,02	96,09
544	29,23	<0,1	~0,6	37,52	0,69	1,59	2,73	24,4	1,61	3,52	101,29
Джигиатская свита											
<i>нижнегжигитские слои</i>											
182	12,84	<0,1	3,18	40,42	0,91	2,57	7,71	32,2	<0,1	2,61	102,44
184	10,22	<0,1	3,27	40,42	0,57	3,73	8,48	32,7	0,24	0,18	99,81
697	10,21	1,12	0,24	38,58	0,13	3,96	6,86	33,8	0,28	<0,1	95,18
186-ц	8,43	<0,1	2,02	38,72	0,48	7,97	7,24	33,2	<0,1	3,87	101,93
186-к	8,37	<0,1	1,58	43,02	0,36	3,86	7,2	35	0,27	0,09	99,75
<i>баксанские слои</i>											
149	17,9	<0,1	2,79	18,98	0,01	8,91	2,33	15,35	0,4	14,05	80,72
151	24,56	<0,1	5,2	7,27	0,04	20,54	2,85	20,2	0,22	7,23	88,11
152	17,09	<0,1	2,91	26,58	0,21	10,65	4,71	20,1	0,24	4,21	86,7
155-1	17,53	1,48	5,19	12,97	0,09	19,49	1,79	19,45	0,19	6,9	85,08
155-2	40,29	0,52	0,67	9,39	0,11	18,46	1,57	18,35	0,24	3,99	93,59
157-1	28,25	3,51	2,56	10,21	0,1	20,74	3,3	15,2	<0,1	5,11	88,98
157-2	31,6	1,38	2,04	6,37	0,03	11,34	8,06	16,0	0,4	5,79	83,01
160	12,91	<0,1	2,39	31,44	1,41	12,86	3,55	24,75	<0,1	5,46	94,77
166	20,65	0,64	1,27	14,15	0,14	22,07	3,54	20,95	<0,1	6,8	90,21
168	13,19	0,05	3,48	26,82	0,9	15,38	4,2	27,6	0,19	3,29	95,1
171	16,17	0,09	1,48	23,26	0,84	18,29	3,68	21,15	0,99	5,42	91,37
Джорская свита											
524	26,64	0,75	9,25	26,14	0,71	3,49	5,63	25,75	0,28	0,37	99,01
526	14,43	<0,1	3,73	32,66	1,05	11,09	4,12	25,85	0,23	5,86	99,02
530-ц	12,05	<0,1	2,21	37,42	0,7	8,92	4,8	32,25	0,34	4,53	103,22
530-к	32,47	<0,1	6,65	4,78	0,14	31,02	2,16	24,9	0,68	0,23	103,03
536	10,47	<0,1	3,66	40,95	0,68	6,24	4,67	31,9	0,27	5,33	104,17
<b>Бассейн р. Кубань, разрез по р. Джаланкол</b>											
Хумаринская свита											
912	49,88	<0,1	0,85	21,33	0,2	0,89	5,35	19	0,11	0,01	97,62
<b>Восточно-Балкарская СФЗ</b>											
<b>Левобережье р. Черек Безенгийский</b>											
Мизурская свита											
<i>фытынские слои</i>											
334	28,1	0,53	1,5	39,08	0,13	2,09	0,79	27,25	0,12	0,02	99,61
335	14,67	<0,1	1,76	47,56	0,08	2,1	2,1	32,3	0,03	0,02	100,62
<i>фараскатские слои</i>											
344	26,03	<0,1	2,34	29,89	0,25	3,93	8,53	29,4	0,1	0,08	100,55
Джигиатская свита											
<i>нижнегжигитские слои</i>											
356	55,15	<0,1	1,65	4,17	0,41	16,83	2,79	18,35	<0,1	0,03	99,38
359-1ц	72,37	<0,1	1,68	3,59	0,19	7,25	3,19	9,55	<0,1	0,82	98,64
359-2	57,58	<0,1	3,76	1,29	0,01	4,35	1,52	1,25	0,63	7,88	70,39
359-3к	31,33	<0,1	2,29	29,45	0,27	3,82	6,01	25,95	0,38	0,32	99,82
361	13,37	0,81	0,65	37,98	0,67	3,99	7,46	33,1	<0,1	0,31	98,34
<i>кровля ааленской толщи</i>											
387	24,21	<0,1	2,4	8,91	0,14	27,38	1,98	13,8	0,33	5,63	84,78
Джорская свита											
397	59,71	<0,1	3,17	5,03	0,41	13,77	1,83	11,05	0,36	1,96	97,29

Продолжение таблицы 9.1

№ обр.	M.H.O.	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
<b>Дигоро-Осетинская СФЗ</b>											
<b>Бассейн р. Урух, разрез у с. Лезгор</b>											
Мизурская свита											
<i>фараскатские слои</i>											
1504	45,68	1,11	0,41	19,86	0,71	5,22	3,62	20,15	<0,1	0,01	96,8
1462	22,85	1,37	17,51	19,16	0,6	7,1	4,56	20,3	0,15	2,71	96,31
Галиатская свита											
1505	25,84	2,42	<0,1	31,92	0,7	3,12	4,57	26,9	<0,1	0,04	95,51
Ксуртская свита											
1506	19,77	2,45	0,17	37,57	1,72	6,24	2,12	30,35	<0,1	0,01	100,4
1511	27,98	2,52	<0,1	30,38	1	3,53	3,62	23,4	<0,1	2,12	94,56
<b>Разрез у с. Фараскат (р. Айгамуга)</b>											
Мизурская свита											
<i>фараскатские слои</i>											
1448	26,19	1,7	0,12	24,66	0,27	9,84	5,45	28,95	<0,1	0,19	97,37
1449	54,39	1,3	следы	4,99	0,2	13,59	2,18	15,65	0,36	1,15	93,92
Тоарская толща											
<i>пачка известковистых аргиллитов под пластом конкреционного конгломерата</i>											
1515	42,92	<0,1	<0,1	1,24	0,1	25	1,94	22,05	0,15	0,003	93,4
<i>зональная конкреция с текстурой cone-in-cone во внешней зоне</i>											
1517-ц	33,25	0,71	1,51	24,58	0,84	11,54	0,63	25,7	0,4	<0,1	99,16
1517-к	28,26	<0,1	1,35	1,86	0,42	32,06	0,32	27,0	0,23	<0,1	91,64
<i>конкреции из горизонта известковистых аргиллитов с биогермами</i>											
1520	27,4	<0,1	1,54	1,49	0,14	35,68	1,02	29,55	<0,1	0,07	96,83
1521	13,0	<0,1	2,27	1,4	0,26	45,51	1,	36,75	<0,1	0,004	100,19
<b>Разрез у с. Фаснал (р. Айгамуга)</b>											
Ксуртская свита											
589	53,22	6,06	0,13	15,7	0,7	3,6	2,05	8,95	<0,01	1,69	92,10
<i>зональные конкреции с текстурой cone-in-cone во внешней зоне</i>											
594-ц	23,85	2,1	0,02	28,34	0,68	8,46	4,02	26,31	<0,1	2,31	95,41
594-к	34,7	2,53	0,18	2,2	0,28	31,32	0,87	27,5	<0,1	0,06	99,66
599-ц	27,28	1,76	0,77	25,11	0,55	10,11	3,83	26,1	0,24	0,7	96,45
599-к	28,5	0,25	1,89	1,77	0,18	35,75	0,52	28,6	0,24	0,09	97,71
<i>конкреции из горизонта известковистых аргиллитов с биогермами</i>											
600	28,81	2,96	0,85	1,27	0,13	34,21	1,97	29,5	<0,1	0,21	99,91
601	35,02	0,46	1,69	1,25	0,07	29,9	2,92	23,6	0,71	0,38	96,00
Джимаринская свита											
<i>зональная конкреция с текстурой cone-in-cone во внешней зоне из верхов свиты</i>											
607-ц	47,52	2,4	<0,1	16,86	0,24	9,53	1,75	18,5	0,15	0,92	95,22
607-к	34,71	1,36	0,16	2,23	0,17	28,4	1,1	25,75	0,2	0,09	94,17
<i>пачка известковистых аргиллитов</i>											
609	36,14	0,67	1,98	3,62	0,31	28,11	1,28	24,1	0,34	1,49	98,04
<b>Бассейн р. Ардон, балка Ксурт</b>											
Низы тоарской толщи,											
<i>пласт серых известковистых глин в переходной пачке (20м ниже подошвы галиатской свиты)</i>											
1502-ц	37,09	1,79	1,5	1,25	0,38	29,52	0,74	23	0,33	2,53	98,16
1502-к	52,29	0,25	0,43	0,7	0,17	22,13	0,58	18,2	0,36	0,11	95,32
Ксуртская свита											
456-к	н/о	2,4	1,63	42,77	0,86	4,02	4,59	32,75	0,04	0,44	100,03
459	40,8	<0,1	0,29	25,58	0,42	2,32	6,29	21	0,29	0,31	97,3
<i>конкреция с текстурой cone-in-cone</i>											
1503-ц	38,17	2,89	9,71	16,01	0,4	11,36	2,29	20,65	0,32	0,18	95,98
1503-к	26,33	0,05	0,78	2,04	0,2	36,81	0,49	27,9	0,33	0,02	94,93
<b>Бассейн р. Терек</b>											
Фортаухская свита											
1410	38,99	6,07	<0,1	24,95	0,4	2,18	4,23	20,0	0,62	0,09	97,53
1412	42,51	0,02	0,36	6,89	0,39	19,25	1,14	20,6	0,62	0,09	91,85
1413	42,47	<0,1	<0,1	15,07	0,18	10,92	1,71	19,2	0,55	0,91	100,01
1496	30,76	4,13	0,03	29,46	0,41	2,07	1,32	21,9	0,29	0,08	90,37

Продолжение таблицы 9.1

<i>№ обр.</i>	<i>M.H.O.</i>	<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	<i>FeO</i>	<i>MnO</i>	<i>CaO</i>	<i>MgO</i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>C<sub>орг</sub></i>	<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	<i>Сумма</i>
байос											
1414	33,88	3,27	0,32	25,48	0,5	4,0	3,85	22,2	0,57	0,12	94,11
1415	23,49	0,16	0,12	2,93	0,14	32,05	1,33	28,9	0,46	0,04	90,61
1480	21,29	0,7	0,22	33,08	0,02	4,12	5,93	29,5	0,35	0,2	95,52
1484	20,6	0,28	1,14	9,92	0,12	24,68	7,27	33,25	0,11	0,11	97,48
<b>Архыз-Гузерильская СФЗ</b>											
<b>Кыргызская впадина, левобережье р. Баксан</b>											
Плинсбах											
889	23,88	<0,1	1,5	39,6	1,73	1,03	3,12	28,0	<0,1	0,01	98,87
891	21,66	<0,1	0,57	40,61	0,03	2,39	3,22	31,65	<0,1	0,02	100,15
892	25,84	<0,1	3,39	34,16	0,81	1,1	6,62	28,55	<0,1	0,01	100,48
894	26,89	<0,1	2,25	33,69	0,84	2,56	5,5	27,25	<0,1	0,03	99,01
897	31,55	<0,1	2,79	28,21	0,86	1,81	8,03	26,1	0,35	0,01	99,51
904	15,55	2,07	1,01	35,58	0,56	6,39	4,54	32,35	0,1	0,01	98,16
тоар											
905	10,6	0,55	0,35	39,43	0,47	4,64	6,75	35,0	0,14	0,02	97,95
908	24,4	<0,1	1,98	31,83	0,06	5,87	5,2	28,7	<0,1	0,01	98,05
<b>Агвали-Хивская СФЗ</b>											
<b>Чечня</b>											
<b>Разрез по р. Чантыяргун</b>											
Верхи батской толщи											
826-ц	43,59	0,16	0,96	5,38	0,17	21,41	1,88	20,8	0,46	0,01	94,82
826-к	42,42	<0,1	1,18	2,79	0,17	24,79	1,14	21,8	<0,1	0,004	94,29
Верхи байосской толщи											
830	23,86	0,27	3,13	31,44	1,01	2,91	4,33	26,35	<0,1	0,02	93,32
830-и	38,38	0,16	1,21	1,7	0,06	27,33	1,12	23,05	0,08	0,01	93,1
830-ц	12,73	1,22	0,95	34,08	0,17	9,01	3,5	31,35	<0,1	0,04	93,05
830-к	37,09	0,58	0,76	2,27	0,22	29,01	1,03	24,95	<0,1	0,01	95,92
<b>Дагестан</b>											
<b>Бассейн р. Аварское Койсу</b>											
Бежитинская свита											
224-к	16,77	2,98	1,08	37,83	0,7	5,48	5,05	29,15	0,42	0,17	99,63
Ратлубская свита											
1533	23,78	3,17	2,2	31,38	1,41	3,48	2,88	25,5	0,19	0,02	94,01
1538	53,62	<0,1	<0,1	16,28	0,42	3,38	2,42	13,2	0,2	2,0	91,52
Игорская свита											
50	41,96	3,92	0,32	24,5	0,58	1,07	4,75	16,6	0,29	0,18	94,17
51	23,46	1,04	1,73	34,62	0,61	3,22	4,7	26,55	0,14	0,59	96,66
1554	58,5	2,01	следы	7,59	0,84	12,12	1,35	15,0	<0,1	0,8	98,21
1557	42,03	2,26	0,77	24,2	1,03	2,26	3,3	18,7	<0,1	0,29	94,84
Тлянубская свита											
41	18,91	1,11	2,3	32,71	0,53	6,32	4,81	26,6	0,23	1,98	95,5
43-ц	34,94	<0,1	1,62	20,88	0,35	7,58	6,72	25,0	0,14	0,12	97,35
43-к	29,01	<0,1	1,4	27,97	0,44	5,09	6,32	27,5	0,2	0,24	98,17
44	21,32	0,69	1,94	31,5	0,83	7,0	4,25	24,8	0,14	2,69	95,16
Цекобская свита											
1541	20,62	1,97	<0,1	35,72	0,68	3,11	5,72	30,55	0,32	0,08	98,77
1561	38,45	1,68	2,88	27,32	0,84	2,18	3,92	22,4	0,35	0,27	100,29
Ассабская свита											
38	17,92	<0,1	0,6	34,18	0,5	4,32	7,39	31,65	0,3	0,32	97,18
1550	24,04	0,3	следы	31,99	0,4	3,54	7,13	30,1	0,27	<0,1	97,77
1552	25,46	0,15	1,2	30,1	0,53	9,24	7,55	30,5	0,4	0,01	105,14
Датунская свита											
47	17,66	0,59	1,88	30,83	0,37	7,42	6,7	32,5	0,13	0,27	98,35
Игатлинская свита											
48-ц	30,93	0,52	1,51	6,44	0,61	27,83	1,37	23,9	1,88	2,52	97,51
48-к	7,99	0,49	3,06	41,41	0,64	4,65	5,7	34,75	0,16	0,23	99,08
Кумухская свита											
677	32,24	2,74	2,05	1,78	0,89	30,81	0,69	24,11	<0,1	0,02	95,33

Окончание таблицы 9.1

№ обр.	М.Н.О.	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
<b>Цудахарская свита</b>											
678	57,03	<0,1	1,81	1,87	0,34	18,87	0,5	15,65	<0,1	0,01	96,08
680	34,2	1,84	1,61	1,82	0,92	31,11	2,25	25,7	<0,1	0,03	99,48
682-ц	35,15	<0,1	1,74	2,12	0,8	28,39	1,31	23,25	<0,1	0,14	92,9
682-к	52,25	0,76	1,31	2,2	0,4	19,22	1,68	16,55	<0,1	0,01	94,38
683	45,2	<0,1	3,35	1,74	0,86	24,92	1,08	20,35	<0,1	0,13	97,63
685	35,7	0,37	3,04	16,74	0,28	11,33	3,12	13,5	<0,1	0,11	84,19
686	15,94	1,39	1,67	33,51	0,85	7,39	4,18	31,09	<0,1	0,02	96,04
686-ц	39,9	0,27	1,28	5,71	1,02	23,85	1,05	23	<0,1	0,03	96,11
686-к	21,26	1,42	2,12	28,97	0,91	8,59	3,77	29,65	<0,1	0,02	96,71
687	13,13	<0,1	1,44	28,86	0,51	15,06	1,92	30,25	<0,1	0,02	91,19
688	17,02	0,57	2,21	31,16	0,78	8,72	3,62	27,1	<0,1	0,02	91,2
689	15,89	<0,1	2,08	34,36	1,86	7,35	3,7	30,75	<0,1	0,02	96,01
690-ц	28,27	<0,1	2,74	6,46	0,23	29,51	1,58	28,6	<0,1	0,02	97,41
690-к	81,05	1,49	1,45	3,38	0,06	1,26	1,35	1	0,35	0,01	91,4
<b>Южный склон хр. Салатау, Чиркатинская впадина</b>											
<i>сидеритоносная толща</i>											
56-1	45,35	0,62	0,91	15,6	0,37	6,41	6,24	20,0	0,17	0,21	95,88
56-2	22,9	0,49	1,81	30,15	0,31	5,03	7,09	30,3	0,14	0,27	98,49
57	41,69	0,33	1,14	21,06	0,34	3,94	6,15	22,05	0,48	0,21	97,39
<b>Бассейн р. Самур</b>											
<i>сидеритоносная толща у с. Гоган</i>											
7	26,51	0,33	2,31	23,8	0,55	6,8	7,34	28,1	0,45	0,11	96,3
9	26,68	<0,1	1,34	30,55	0,47	5,08	6,16	28,2	0,14	0,14	98,76
<b>Бассейн р. Курах</b>											
<i>сидеритоносная толща у с. Шутул</i>											
1	22,62	0,47	0,89	30,3	0,42	5,4	6,94	29,05	0,42	0,27	96,78
1093	20,97	0,22	0,98	24,07	0,48	9,67	8,61	31,1	0,14	0,03	96,27
1095	31,59	0,65	0,55	25,99	0,54	4,93	5,74	25,6	<0,1	0,13	95,72
1096	21,21	0,31	0,25	32,42	0,83	1,81	8,71	31,2	0,47	0,05	97,26
1096	32,54	0,88	0,36	24,74	0,14	2,98	8,65	25,95	0,54	0,05	96,83
1097-1	20,76	0,54	1,57	31,85	0,99	3,33	6,61	29,45	0,33	0,28	95,71
1097-2	48,78	1,42	0,89	18,47	0,28	2,89	5,82	19,05	0,23	0,09	97,92
конкреции из фоновых морских глинистых отложений											
1099-ц	29,66	0,88	0,5	8,42	0,07	23,17	4,78	27,8	0,08	0,06	95,42
1099-к	42,73	0,26	0,77	4,64	0,15	22,17	2,82	21,5	0,14	0,08	95,26
1103	14,22	1,21	0,71	30,58	1,41	8,66	6,37	20,7	0,14	0,36	94,36
1105-1	15,54	3,82	0,29	21,01	0,49	15,62	4,53	28,55	0,33	1,52	91,76
1105-2	7,95	0,95	0,78	32,92	1,22	11,1	5,96	34,45	<0,1	1,04	96,37
конкреции из пачки серых слабоизвестковых глин											
1105-3	31,27	0,22	2,08	2,36	0,19	32,06	0,87	26,7	0,1	0,34	96,19
1105-4	44,29	0,22	1,66	2,51	0,25	22,78	3,22	21,55	0,17	0,46	97,11
зональные конкреции с известковым ядром и сидеритовой внешней зоной											
1106-ц	42,82	1,21	7,97	3,21	0,49	17,14	1,8	15,4	0,16	1,59	91,79
1106-к	21,27	0,56	4,95	25,38	0,83	10,92	2,9	22,9	0,54	1,07	91,32
1107-ц	41,48	0,22	4,04	4,95	0,55	20,79	1,16	19,1	0,16	1,54	93,99
1107-к	11,77	0,44	4,18	37,79	0,95	6,51	4,88	31,25	0,35	0,18	98,3
<b>Бассейн р. Чирахчай</b>											
<i>Батлукская свита</i>											
конкреция из аргиллитов в пачке с углистыми сланцами											
1089	12,52	0,1	3,01	44,66	2,79	2,39	0,14	30,2	0,14	0,39	96,34
<b>Истоки р. Казикумухское Койсу у с. Хосрех</b>											
<i>сидеритоносная толща</i>											
63	25,6	0,67	3,45	28,82	0,57	2,67	8,58	29,35	0,34	0,09	100,14

Примечание. В зональных конкрециях: ц – центральная часть, к – краевая; и – пласт известняка

торых интервалах преобладало образование сидеритовых конкреций (например, среднекудахарская подсвета в разрезе р. Аварское Койсу).

*Зональные конкреции* подразделяются на 2 группы: 1 – с известковым ядром и сидеритовой внешней зоной, 2 – с сидеритовым ядром и известковистой внешней зоной, для которой, как правило, характерна текстура cone-in-cone (рис. 9.1).

Зональные конкреции 1-го типа (см. табл. 9.1, обр. 1106, 1107, разрез р. Курах; обр. 48, 648, разрез р. Аварское Койсу и др.) встречаются в разрезах довольно редко и приурочены к морским тонкоотмученным глинистым отложениям с несколько повышенным содержанием ОВ. Так, например, конкреции этого типа залегают в нижней части игатлинской свиты в разрезе р. Аварское Койсу.

Конкреции – эллипсоидальные или округлые, в диаметре 20–25 см, в центральной части их развиты многочисленные септариевые трещинки. Как видно из табл. 9.1, (обр. 48), ядро – центральная часть (ц) имеет существенно известковистый состав, а краевая периферическая зона (к) сложена в основном железистым карбонатом. На дифрактограммах образцов из ядра конкреций фиксируются рефлексы первого порядка, соответствующие доломиту ( $d_{104} = 2,88 \text{ \AA}$ ), более слабые пики, характерные для кальцита, а также рефлексы, свидетельствующие о небольшой примеси сидерита. Внешняя зона сложена магниевой разностью сидерита ( $d_{104} = 2,778\text{--}2,78 \text{ \AA}$ ) с примесью кальцита. Глины, вмещающие конкреции, темно-бурого цвета, относительно других отложений несколько обогащены органическим веществом (1,5 %  $C_{орг}$ ), в них также почти отсутствует песчано-алевритовая примесь. В этих породах чаще, чем в других, встречаются мелкие выделения диагенетических сульфидов.

Интересной особенностью этих конкреций является нередко отмечаемая обогащенность их центральной части аутигенным  $SiO_2$  и фосфором. Причем фосфатные минералы иногда образуют промежуточную зону между ядром и внешней частью; концентрация  $P_2O_5$  в них достигает нескольких процентов (см. табл. 9.1, обр. 359-2, р. Черек Безенгийский; обр. 48, р. Аварское Койсу).

Следует особо обратить внимание на состав конкреций из ааленских отложений (баксанские слои) разреза р. Тызыл (см. табл. 9.1, обр. 149–171). Для них, залегающих в отложениях, вмещающих горизонты оолитовых железняков, характерен непостоянный часто смешанный кальцит-сидеритовый состав с неизменно высоким содержанием фосфатов. Данные о составе конкреций в отложениях того же возраста разреза плато Бечасын приведены также в работе [Тимофеева, 1966].

Известковые ядра зональных конкреций формировались на самых ранних стадиях диагенеза, очевидно, за счет перераспределения биогенного карбонатного материала, активно растворявшегося в диагенезе. Аналогичная картина наблюдается в среднемиоценовых отложениях Восточного Предкавказья [Гаврилов, 1982]. Причем одновременно с биогенным карбонатом на ранних стадиях диагенеза активно перераспределялся также биогенный кремнезем (конечно, в тех случаях, когда в осадках захоронялось достаточное количество кремниевых организмов). Что касается биогенного фосфора, то он начинал высвобождаться из разрушавшегося ОВ и перераспределялся одновременно с биогенным карбонатом; однако максимум перераспределения приходился на заключительную стадию формирования известкового ядра. Возможно, это было обусловлено меньшей миграционной способностью соединений фосфора по сравнению с бикарбонатами Са.

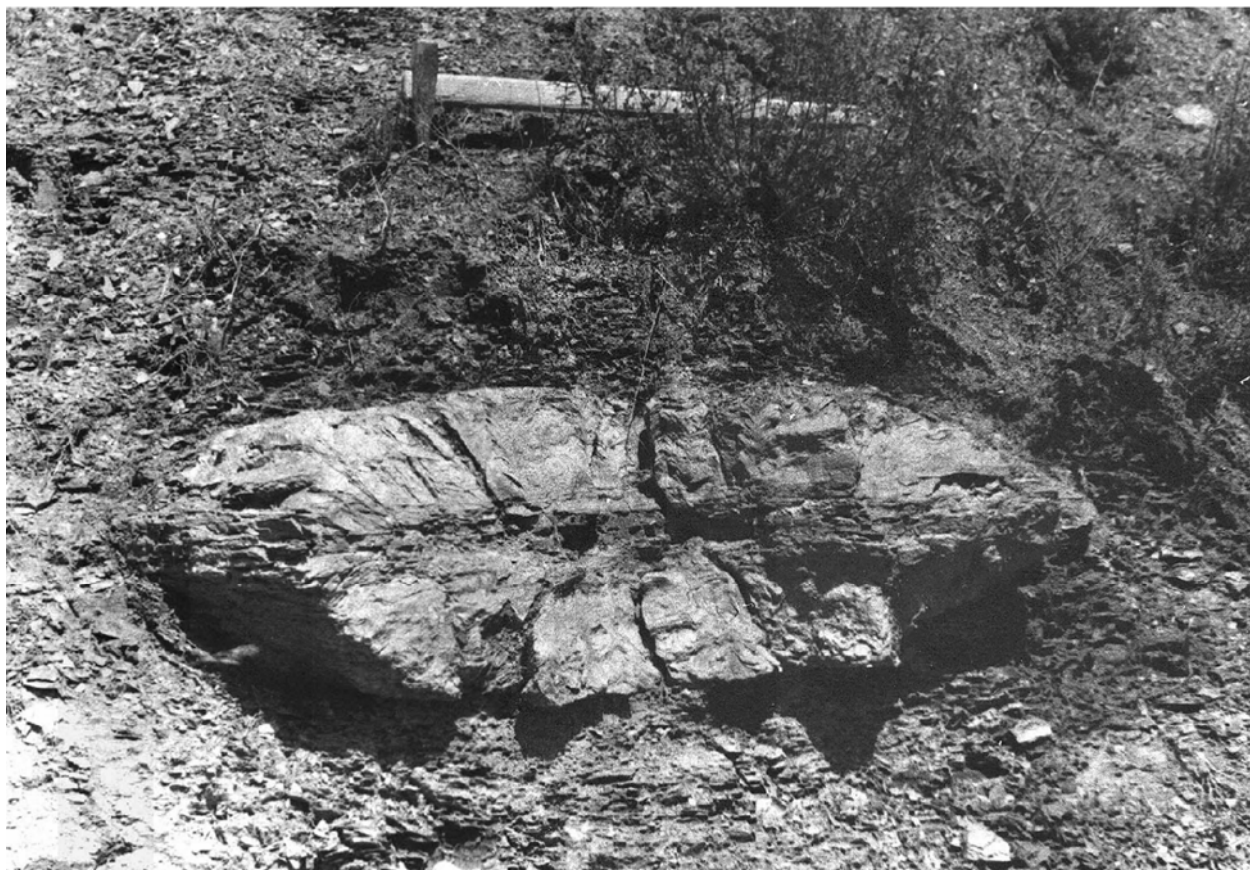
Образование зональных конкреций этого типа происходило на ранних стадиях диагенеза.

Зональные конкреции 2-го типа: сидеритовое ядро и известковая внешняя часть с текстурой cone-in-cone (см. табл. 9.1, обр. 830, р. Чантыргун; обр. 1517, с. Фараскат; обр. 504, 599, 607, р. Фаснал; обр. 530, р. Тызыл). По внутреннему строению этих конкреций – резкая граница между сидеритовой и кальцитовой частями – можно сделать вывод о значительном перерыве между временем формирования внутренней и внешней зоны, при ударе они легко разделяются.

Сидеритовое ядро, как правило, представляет собой обычную уплощенную конкрецию или цепочку конкреций, вокруг которых формируется крупная известковая линза (высота 2–4 дм, диаметр до 1,5 м, см. рис. 9, 1). Причем встречаются случаи, когда нарастание известковой зоны происходило либо сверху, либо снизу.

То обстоятельство, что в известковой части стяжений содержание минерального нерастворимого остатка (*М.Н.О.*) как правило в несколько раз больше, чем в центральной сидеритовой части, свидетельствует об образовании известковой части в уже существенно уплотнившемся осадке. Причем количество стянувшегося карбоната Са бывало не столь значительно, как в раннем диагенезе и он не образовывал плотное твердое тело. В результате этого в дальнейшем на фоне продолжавшегося уплотнения отложений формировалась текстура cone-in-cone.

В разрезах конкреции этого типа встречаются не повсеместно – они тяготеют к отложениям, образовавшимся в сравнительно мелководной обстановке. Например, в разрезах тоара бассейна



**Рис. 9.1.** Зональная конкреция (разрез с. Лезгор)

По центру – прослой мелких уплощенных сидеритовых конкреций, внешняя зона – преимущественно кальцитовая, с текстурой *stone-in-stone* (длина молотка 60 см)

р. Урух в нижней части толщи, накопившейся в глубоководных условиях, эти стяжения не встречаются; напротив, в той части толщи, которая отвечает этапу компенсационного заполнения бассейна осадочным материалом и, соответственно, обмеления – они встречаются довольно часто. Вместе с тем, далеко не на всех интервалах, содержащих сидеритовые конкреции, возникали конкреции с текстурой *stone-in-stone*. Такое закономерное появление в разрезах стяжений этого типа, как нам представляется, связано с тем, что в мелеющем водоеме возникали слои, несколько обогащенные биогенным карбонатом относительно смежных слоев. Такое обогащение могло возникать вследствие скрытого перемыва накопившихся осадков, в результате чего часть глинистого материала уносилась, а биогенный карбонат оставался на месте, обогащая некоторые уровни. Причем граница размыва служила геохимическим барьером; под ним уплотненные осадки, а выше – накопившиеся в дальнейшем рыхлые илы. Вдоль этой границы диagenетические бикарбонаты Fe осаждались, перераспределялись и образовывали сидеритовые стяжения.

На следующих стадиях диagenеза, когда осадок погружался на большую глубину и давление  $\text{CO}_2$  в нем возрастало, начиналось растворение сконцентрированных в этом прослое карбонатных раковин (белемниты, аммониты и др.). Образующиеся бикарбонаты Ca стягивались в латеральном направлении и осаждались вокруг сидеритовых «конкреций-затравок», формируя внешнюю зону стяжений. Поскольку этот процесс протекал уже в частично уплотненном осадке, карбонат Ca образовывал вокруг «затравок» ореол, состоящий из смешанного глинисто-карбонатного материала с довольно большой долей глинистого. В дальнейшем, в процессе позднего диagenеза, возможно, раннего катагенеза при уплотнении отложений происходила перекристаллизация  $\text{CaCO}_3$  (видимо, его гидратированных форм) под воздействием геостатического давления и возникала текстура *stone-in-stone*. Отметим, что вокруг некоторых тонких линз конкреционных конгломератов также возникали карбонатные корочки с текстурой *stone-in-stone*, что в целом подтверждает предложенный механизм образования зональных стяжений с этой текстурой.



Как видим, в подавляющем большинстве диагенетических конкреций сидерит является главным породообразующим минералом в незональных разностях или формирует одну из зон в зональных стяжениях. В связи с этим остановимся несколько подробнее на некоторых чертах образования сидерита в процессе диагенеза.

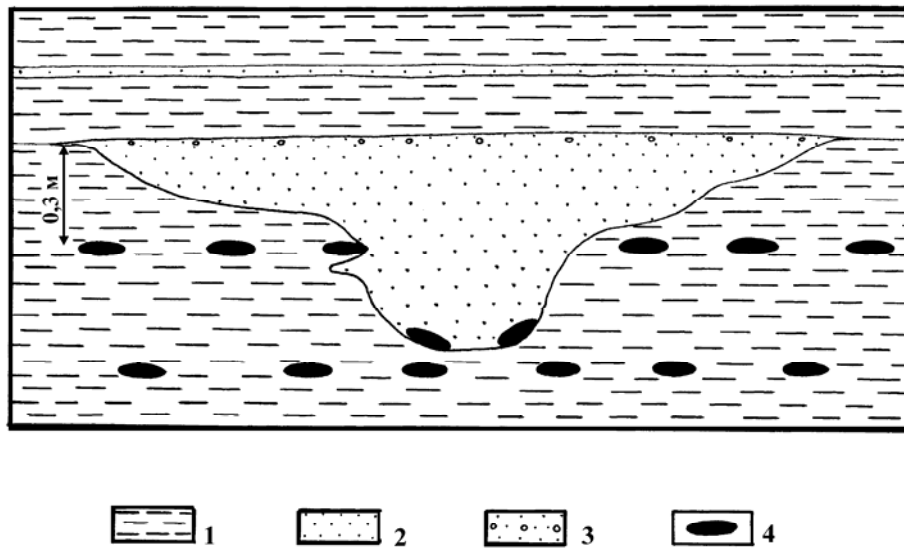
В сидеритовых конкрециях, помимо алевритовой примеси, иногда обнаруживаются наибольшие (несколько мм) выделения сульфидов (обычно пирита), мелкозернистые, макроскопически не имеющие правильных кристаллографических очертаний: линзочки, пылевидные сгустки, мелкие горошины. Основываясь на последовательности образования железистых минералов и условиях их залегания, можно реконструировать обстановку, в которой они образовались. Порядок выделения пирита и сидерита в конкрециях указывает на образование первого на самых ранних этапах существования осадка, в его верхних горизонтах. Причем выделения сульфидных минералов как правило малочисленны. Это обстоятельство обусловлено рядом факторов, одним из которых – большая скорость осадконакопления толщи. Н.М. Страхов [1960] указывал, что высокая скорость осадконакопления тормозит проникновение  $\text{SO}_4^{2-}$  в ил и отрицательно сказывается на пиритообразовании. Кроме того, небольшие содержания Сорг (от 0,5 до 1 % в породе) в тоар-среднеюрских глинистых отложениях обуславливали сравнительно вялое течение реакций сульфатредукции, что не способствовало образованию пиритовых стяжений в сколь угодно значительных масштабах. Наконец в восточной части водоем был, видимо, несколько опреснен вследствие притока сюда пресных речных вод, что уменьшало количество поступающего из наддонной воды в ил сульфат-иона и тем самым также не способствовало пиритообразованию.

Из установленной последовательности выделения минералов видим, что пиритообразование сменялось сидеритообразованием. Такой порядок формирования минералов наиболее распространен в терригенных отложениях. Обусловлен он прежде всего тем, что в самых верхних слоях осадка на образование  $\text{FeCO}_3$  отрицательное влияние оказывает присутствие сульфид-иона [Сташук, 1968; Гаррелс, Крайст, 1968; Berner, 1964; Curtis, 1967 и др.], кроме того, в приповерхностных горизонтах ила содержание углекислоты недостаточно для формирования сидерита. В более глубоких горизонтах уменьшается количество  $\text{HS}^-$  и, напротив, возрастает количество углекислоты и тем самым создаются благоприятные условия для образования  $\text{FeCO}_3$ .

В тоар-среднеюрских глинистых отложениях из-за редуцированности зоны сульфидообразо-

вания в осадке сидеритовые конкреции появляются уже на небольшой глубине. Оценить эту глубину помогают специфические условия залегания некоторых из них, в частности, их взаимоотношения со следами подводных размывов. В авандельтовой толще, как отмечалось выше, к размывам нередко бывают приурочены линзовидные или более сложной желобообразной формы песчаные тела, врезающиеся в подстилающие глины. На рис. 9.2 изображен один из таких желобов, который по мощности не превышает 0,5–0,7 м, но пересекает слой сидеритовых конкреций, уже сформировавшихся ко времени размыва осадка. Причем некоторые стяжения, вымытые из глинистого осадка, устилают дно желоба. Очевидно, что глубина формирования конкреций не может превышать расстояния от слоя стяжений до кровли этого песчаного тела, а заведомо меньше его. В рассматриваемом случае это расстояние составляет около 0,3 м. Следует, однако, учитывать, что в процессе диагенеза и в постдиагенетический период глинистые отложения подверглись уплотнению. Причем мощность слоя осадков для глин этого типа, алевритистых и незначительно обогащенных органическим веществом, сокращалась примерно в 2–2,5 раза [Гаврилов, 1979, 1982]. Таким образом, реальную первоначальную глубину образования диагенетических сидеритовых конкреций в этих отложениях можно определить в несколько дециметров (примерно до 6–8 дм). Соответственно мощность зоны сульфидообразования, которое предшествует в осадке сидеритообразованию, составляла первые дециметры, а иногда даже сантиметры.

В глинистых отложениях нередко встречаются следы жизнедеятельности бентосных организмов из чего следует, что граница между окислительной и восстановительной зонами проходила ниже поверхности осадка. Хорошая аэрируемость придонных вод обуславливала их насыщенность кислородом. В связи с относительно небольшим содержанием Сорг в осадках  $\text{O}_2$  не расходовался полностью на диагенетические реакции в самых верхних слоях ила, проникал в относительно глубокие горизонты. Тем самым увеличивалась мощность слоя, обогащенного  $\text{O}_2$  и соответственно уменьшалась зона сульфидообразования, что также являлось причиной уменьшения количества выделений пирита в породе, а порой полного его исчезновения. Следует, однако, отметить, что в некоторых песчано-глинистых толщах Северного Кавказа картина была несколько иной. Так, например, в обогащенных органическим веществом глинах среднего миоцена зона пиритообразования увеличивалась и сидеритовые отложения соответственно возникали



**Рис. 9.2.** Взаимоотношение песчаного желоба со слоями диагенетических (сидеритовых) конкреций  
1 – глинистые породы, 2 – песчаник, 3 – включения мелкой кварцевой гальки, 4 – сидеритовые конкреции

на гораздо большей глубине, в осадке, уже в значительной степени уплотнившимся [Гаврилов, 1982].

Рассмотренная последовательность образования аутигенных минералов была характерна для большей части юрского терригенного комплекса.

\*\*\*

Таким образом, резюмируя данные, полученные в процессе геохимических исследований терригенного комплекса Северного Кавказа, отметим следующее.

Геохимический облик нижне- и среднеюрских отложений разных структурно-фациальных зон бассейна осадконакопления формировался под воздействием совокупности факторов. К таковым относятся:

- *колебания уровня моря, в том числе эвстатические* – обуславливали активное взаимодействие моря и прибрежных ландшафтов, что влияло на поступление в водоем ОВ, биофильных элементов, материала из кор выветривания и др., а также на создание условий и обстановок для образования минералогически и геохимически различных отложений на разных стадиях регрессивно-трансгрессивных циклов;

- *теплый гумидный климат* – создавал предпосылки для формирования озерно-болотных систем, развитой гидросети на окружающих бассейн территориях, кор выветривания и др.;

- *источники осадочного материала* – определяли зависимость химического состава осадков от состава внутри- и внебассейновых источников материала, смена одних источников на другие в процессе трансгрессивно-регрессивного

развития бассейна обуславливала эволюцию геохимических характеристик осадков во времени;

- *скорость седиментации* – существенные различия в скорости накопления отложений в разных частях бассейна по-разному влияли на формирование геохимического облика осадков: высокие темпы седиментации в осевых частях бассейна негативно сказывались на создании повышенных концентраций элементов в осадках; замедление темпов осадконакопления в периферических областях бассейна создавало предпосылки для формирования при соответствующих условиях геохимических аномалий вплоть до рудных концентраций;

- *диагенетические процессы* – служили мощным фактором переработки и перераспределения вещества, существенного изменения концентраций ряда элементов в осадках; в слоистых сериях обуславливали перераспределение и миграцию химических соединений из отложений одного гранулометрического типа в другие – обычно из тонкозернистых в грубозернистые;

- *развитие крупного наземного дельтового комплекса* – обуславливало вынос в бассейн седиментации больших масс реакционноспособного ОВ и металлоорганических соединений, в первую очередь Fe, а также Ti, видимо, и некоторых других элементов; связанная с этим исключительно высокая интенсивность диагенетических процессов в отложениях разного типа наземной дельты и авандельты по сравнению с более западными районами определила геохимическую асимметрию осадков северокавказского бассейна;

– *тип, количество и реакционная способность ОВ* – значительные массы реакционноспособного ОВ растительного происхождения создавали благоприятные условия для диагенетического сидеритообразования, при удалении от источников ОВ реакционная способность ОВ снижалась и интенсивность диагенетических процессов заметно уменьшалась, что отчетливо прослеживается на примере лейасовых отложений восточных и центральных частей бассейна;

– *гидродинамический режим* – влиял на распределение на площади бассейна различных в гранулометрическом, минералогическом, а, соответственно, и в геохимическом отношении осадков, на перемыв отложений, образование конкреционных конгломератов и связанных с ними геохимических аномалий и др.;

– *газовый режим* – деструкция значительных масс растительного ОВ, как в осадках, так и в толще воды, приводила к образованию избыточных количеств  $\text{CO}_2$  и возникновению углекислотного заражения водоема, что неблагоприятно сказывалось на накоплении в осадках карбонатного материала;

– менее значимые по масштабам влияния на геохимию осадочного процесса факторы, такие

как *гидротермальная деятельность* в периоды образования субаквальных вулканогенно-осадочных толщ; *сейсмичность региона*, влиявшая на усиление дегазации осадков, что нарушало «нормальное» течение диагенетических процессов; явление *гомогенизации отложений* в горизонтах, располагавшихся под гравитационно перемещавшимися крупными песчаными пластинами.

Анализ юрских толщ позволил разработать генетическую модель образования на фоне флуктуаций уровня моря разных в геохимическом отношении горизонтов: в результате трансгрессий возникали отложения, обогащенные органическим веществом и характеризующиеся высокой сидеритонностью; во время регрессивных эпизодов образовывались морские рудоносные и металлоносные Fe-содержащие горизонты, которые возникали за счет разных источников Fe: *рудоносные* – вследствие размыва кор выветривания серпентинитовых массивов и перемыва ранее образованных оолитовых залежей, *металлоносные* – в результате поступления Fe из источников, возникших в отложениях самого бассейна седиментации.

### ЧАСТЬ III

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ОБСТАНОВКИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Помимо данных литолого-фациального и геохимического анализа юрского терригенного комплекса для понимания и реконструкции обстановок его формирования исключительно важную информацию дают результаты минералогического изучения пород. Различные аспекты этой проблемы рассматривались в работах [Бровков, 1966; Карпова, Тимофеева, 1971, 1972; Фролов, 1958, 1965; Халифа-заде, Магомедов, 1982; Чихрадзе, 1971, 1975, 1979 и др.]. Проведенные нами исследования минерального состава глинистых отложений преследовали прежде всего две основные цели: 1) охарактеризовать минеральный состав осадков, накапливавшихся в разных фациальных обстановках, 2) выявить динамику процессов постседиментационных преобразований осадочных толщ и оценить роль различных факторов (геостатическая нагрузка, стресс, температура) в этих процессах [Гаврилов, Ципурский, 1987а, б, в, 1988, Гаврилов и др., 1992, 1999]. При этом приоритет в минералогических исследованиях отдавался глинистым породам, поскольку песчаники, будучи в гораздо большей степени открытой системой, могут нести следы воздействия на них различных «наложенных» вторичных процессов.

Методика исследования минерального состава терригенных отложений Большого Кавказа основывалась на изучении распределения различных глинистых минералов как в индивидуальных разрезах, объединяемых в систему профилей (в основном в области северной периферии Большого Кавказа), так и в пределах крупных пересечений полей развития  $J_{1-2}$  отложений в структуре Большого Кавказа, в которых прослеживаются переходы от зон сравнительно слабых вторичных изменений до зон максимальных постдиагенетических преобразований.

Изучение минерального состава глинистых отложений проводилось с использованием различных аналитических методов исследования: рент-

геновская дифрактометрия, электронография, ИК-спектроскопия, микронзондовый анализ, химический анализ, электронная (сканирующая) и оптическая микроскопия; проводилась также оценка объемного веса глинистых пород; там, где в изучаемых отложениях встречались древесные остатки, определялась отражательная способность витринита.

С целью определения фазового состава фракции  $<0,001$  мм глинистых пород было проведено рентгенографическое изучение ориентированных препаратов (около 450 препаратов) и порошков этих образцов с помощью дифрактометров ДРОН-2 и ДРОН-4 (Cu K $\alpha$ ). На дифрактограммах природных ориентированных препаратов фиксируются целочисленные или очень близкие к целочисленным серии базальных отражений  $00l$  с  $d_{001} = 10 \text{ \AA}$ , характерные для слюдистых минералов. Среднее по интенсивности отражение  $002$  указывает на преимущественно алюминиевый характер слюд. На некоторых дифрактограммах отмечается асимметрия рефлекса  $001$  в сторону малых углов. При насыщении препаратов глицерином или этиленгликолем на дифрактограммах ряда образцов наблюдаются небольшие смещения первого базального отражения  $00l$  в сторону больших углов. Эти смещения указывают на присутствие разбухающих (2:1) слоев в слюдистых минералах [Дриц, Сахаров, 1976]. Б.И. Омеляненко с соавторами разработана методика определения процентного содержания разбухающих слоев слюдистых минералов по смещению межплоскостного расстояния первого базального отражения  $001$  для природных и насыщенных глицерином образцов [Омеляненко и др., 1982]. На основе данных, полученных в этой работе, нами проведено определение смешанослойности изучаемых образцов. Следуя классификации слюдистых минералов с различным содержанием разбухающих слоев, изученные слюды можно разделить на две группы: серициты,

содержащие менее 5% разбухающих слоев, и гидрослюды, у которых содержание разбухающих слоев колеблется обычно в пределах 5–10%, но в некоторых образцах достигает 15–20% и более. Следует отметить, что практически во всех изученных образцах из разных разрезов устанавливаются поликомпонентные смеси в следующих ассоциациях: слюда–хлорит (дефектный хлорит), слюда–каолинит, слюда–хлорит (дефектный хлорит)–каолинит. Слюдистые минералы присутствуют в породах повсеместно, в то время как содержания каолинита и хлорита варьируют в широких пределах. Как правило, параметр элементарной ячейки хлоритов  $b$  равен 9,24–9,30 Å,  $d_{060}$ , равное 1,543–1,549 Å, и распределение интенсивностей базальных отражений  $00l$  указывают на железисто-магнезиальный состав присутствующих в смесях хлоритов [Коссовская, Дриц, 1971], причем соотношение Fe и Mg в разных частях разрезов меняется. Наряду с упорядоченным хлоритом, у которого после прокаливания до 550°C межплоскостное расстояние  $d_{001}$  остается равным 14 Å, в некоторых образцах устанавливается так называемый дефектный хлорит, у которого межплоскостное расстояние  $d_{001}$  после прокаливания до 550°C смещается от 14 до 12,0–12,5 Å.

На дифрактограммах ориентированных препаратов каолинит четко диагностируется по базальным отражениям с  $d_{001} = 7,15$  Å. В тех случаях, когда каолинит находился в смеси с хлоритом и

на дифрактограммах происходило перекрытие рефлексов 001 каолинита и 002 хлорита, идентификация каолинита производилась после удаления хлоритовой компоненты при кипячении глинистой фракции в 10%-ном растворе HCl.

На некоторых интервалах в разных разрезах с помощью дифрактометрии установлены смешанослойные образования слюда-сметит, хлорит-сметит, хлорит-вермикулит, отмечены также железистые разновидности хлорита, бертьерин, сметит. В изученных препаратах обычно отмечаются также рефлексы, соответствующие кварцу и реже полевым шпатам.

Для установления возможных отличий в политипных модификациях слюд и определения параметров их элементарных ячеек часть образцов была изучена с помощью электронографического метода косых текстур (С.И. Ципурский). Все образцы, содержащие хлорит, были подвергнуты предварительной обработке для его удаления. Исследования проводились на электронографе ЭР-100 при ускоряющем напряжении в 100 кВ. Расшифровка электронограмм косых текстур (ЭКТ) позволила установить, что изучаемые образцы представлены рядом различных комбинаций слюдистых минералов политипных модификаций 1M и 2M<sub>1</sub>, причем соотношения изменяются от преобладания слюд 1M, через приблизительно равные содержания слюд 1M и 2M<sub>1</sub> до существенно преобладающих и практически чистых слюд 2M<sub>1</sub>.

## ГЛАВА 10. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В РАЗРЕЗАХ РАЗНЫХ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

О характере глинистого материала, первоначально заполнявшего бассейны Большого Кавказа в целом, можно судить по минеральному составу отложений, накопившихся в пределах его северной периферии.

В наименьшей степени подверглись воздействию постдиагенетических преобразований и поэтому наиболее достоверно отражают первоначальный состав осадков разрезы Лабино-Малкинской, Восточно-Балкарской и северной периферии Дигоро-Осетинской СФЗ.

В **Лабино-Малкинской СФЗ** выделяются *восточная* и *западная* подзоны, для которых характерны некоторые специфические черты минерального состава отложений.

Несмотря на то, что добайосский и байосбатский этапы развития бассейна различались, целесообразно излагать данные по минеральному составу глинистых пород в индивидуальных разрезах по всей  $J_{1-2}$  толще, демонстрируя имеющиеся между ними различия.

*Восточная часть Лабино-Малкинской СФЗ.* Из серии разрезов  $J_{1-2}$  этого района наиболее полно изучен разрез по притокам р. Тызыл (левый приток р. Баксан) [Гаврилов, Ципурский, 1987 в]. Исследования отдельных интервалов толщи  $J_{1-2}$  в других разрезах подтверждают установленные закономерности распределения глинистых минералов в опорном разрезе.

В Лабино-Малкинской зоне основным минералом глинистых отложений хумаринской свиты является каолинит. На дифрактограммах порошковых препаратов видно, что пространственные рефлексы (02l, 11l, 20l, 13l) слабо разрешаются. Это может свидетельствовать об относительно невысокой степени 3-мерной упорядоченности каолинита. В подчиненном количестве в глинистых отложениях находится тонкодисперсная Al-Mg-слюда  $2M_1$  практически не содержащая разбухающих слоев; отмечаются следы хлорита (рис. 10.1).

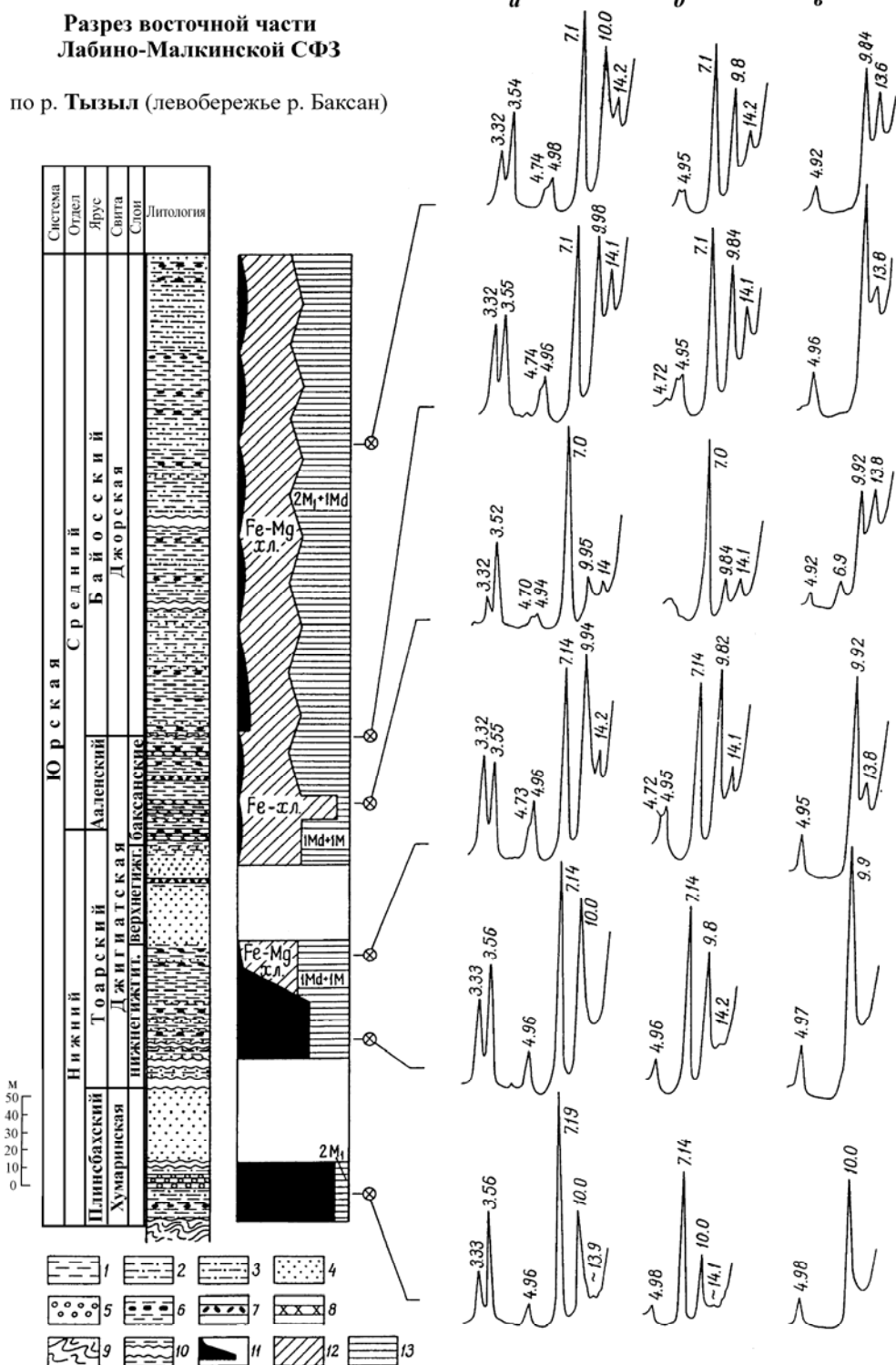
При переходе к более высоким уровням разреза (нижнегигитские слои джигиатской свиты) в глинистых отложениях преобладают гидрослюда-каолинитовая и гидрослюда-хлоритовая ассоциации. Причем в нижней части толщи развит каолинит, а в верхах он сменяется Fe-Mg-хлоритом (см. рис. 10.1) с параметром  $b$ , равным 9,22–9,24 Å. На дифрактограммах ориентированных природных препаратов фиксируется близкая к целочисленной серия базальных отражений 00l с

$d_{001} = 10$  Å, соответствующая слюдыстым минералам. После насыщения этиленгликолем происходит смещение первого базального рефлекса до 9,84–9,80 Å (см. рис. 10.1); что, согласно [Омельяненко и др., 1982], свидетельствует о наличии 15–20 % разбухающих пакетов в структуре минералов. На ЭКТ гидрослюды фиксируются достаточно четкие рефлексы с  $k = 3n$ , однако отражения с  $k \neq 3n$ , как правило, не дискретны и либо слиты в единый диффузный фон, либо этот фон имеет модуляции, что свидетельствует о слабой степени трехмерной упорядоченности слюдыстых минералов (политипная модификация 1Md – 1M).

В баксанских слоях аргиллиты сложены хлоритом и гидрослюдой, которая практически не отличается по своим характеристикам от гидрослюды нижележащих отложений джигиатской свиты. В виде незначительной примеси в отдельных образцах встречается каолинит. В аргиллитах, приуроченных к железорудным горизонтам [Гаврилов, Лубченко, 1985], хлорит является преобладающим компонентом (см. рис. 10.1). Кроме того, хлорит формирует оолиты, которые принимают участие в образовании некоторых маломощных железорудных пластов. Следует отметить, что в толще аргиллитов, содержащих железорудные горизонты, хлориты представлены высокожелезистыми разностями с  $b$  равным 9,30–9,32 Å. Причем в оолитах по данным рентгеновской дифракции и электронографии диагностируется Fe-хлорит, относящийся к политипной модификации 1b.

Глинистые отложения джорской свиты представлены ассоциацией: диоктаэдрическая слюда – Fe-Mg-хлорит с подчиненным содержанием каолинита. По электронографическим данным гидрослюда состоит из смеси политипных модификаций  $2M_1$  и 1Md. Определение политипии хлоритов затруднено из-за значительного содержания слюдыстого минерала. Однако в некоторых образцах можно идентифицировать Fe-Mg-хлорит 1b с параметром  $b$ , равным 9,22–9,24 Å.

Как видно из рис. 10.1, глинистые минералы по разрезу распределены неравномерно. В нижней части толщи каолинит является основным породообразующим минералом, а в более высоких горизонтах присутствует в виде примеси. На смену каолиниту в средней и верхней частях разреза приходит Fe-Mg-хлорит, который в зоне железорудных пластов становится высокожелезистым. Во всем разрезе в большем или меньшем количе-



**Рис. 10.1.** Литолого-стратиграфическая колонка ниже- и среднеюрских отложений восточной части Лабино-Малкинской СФЗ, разрез р. Тызыл (левобережье р. Баксан); распределение и дифрактограммы глинистых минералов

1 – аргиллиты; 2 – алевритистые аргиллиты; 3 – алевриты; 4 – песчаники; 5 – конгломераты; 6 – конкреции; 7 – пласти конкреционных конгломератов; 8 – железорудные горизонты; 9 – породы доюрского фундамента; 10 – закрытые интервалы; 11 – каолинит; 12 – хлорит; 13 – гидрослюда.

*Препараты:* а – природный воздушно-сухой; б – насыщенный этиленгликолем; в – прокаленный до 550°C

стве присутствуют диоктаэдрические слюдястые минералы. Однако, если в хумаринской свите диагностируется тонкодисперсная диоктаэдрическая слюда  $2M_1$ , то в джигиатской свите определена плохо окристаллизованная гидрослюда  $1Md - 1M$ , а в джорской –  $2M_1$  и  $1Md$ . В этих гидрослюдах содержание разбухающих слоев колеблется в пределах 15–20 %.

*Западная часть Лабино-Малкинской СФЗ.* В этой части Лабино-Малкинской СФЗ нет разрезов  $J_{1-2}$ , в которых были бы представлены все стратиграфические уровни, поэтому был составлен сводный разрез, характеризующий состав глинистых толщ: 1 – по р. Малая Лаба и её притокам – плинсбахские и нижнетюарские отложения; 2 – по р. Уруп – средне-, верхнетюарские и ааленские отложения; 3 – по р. Кардоник – базальные горизонты байоса; 4 – у г. Джангура (левобережье р. Кубань) – байосские и батские отложения.

Изучение состава глинистых минералов в этом районе показывает, что закономерности их распределения в разрезах и минеральные ассоциации несколько отличаются от наблюдавшихся в восточных разрезах (рис. 10.2).

Здесь, так же как и в восточной части зоны, постоянным компонентом минеральных ассоциаций являются слюдястые минералы. В гидрослюдах содержится, как правило, от единичных до 10 % разбухающих межслоев. Причем обычно присутствуют две слюдястые фазы, очевидно, как и в баксанских разрезах, представленные модификациями  $1M$  и  $2M_1$ . На некоторых интервалах появляются смешанослойные слюда-сметитовые, а местами сметит-вермикулитовые минералы. В конце раннего плинсбаха (верхи вериютской свиты) и начале позднего в отложениях, соответствующих перестройке режима седиментации, появляется существенная примесь слюда-сметитового минерала с ~20 % разбухающих межслоев (обр. 1659). В одном из образцов зафиксирован слюдястый минерал с признаками сверхпериодичности ( $>50 \text{ \AA}$ ), что может рассматриваться как конечный этап иллитизации сметита. В обр. 1664 установлено присутствие смешанослойного сметит-хлоритового минерала (см. рис. 10.2).

Особенностью плинсбахской части разреза является присутствие в некоторых образцах сравнительно небольшой примеси серпентинового минерала. Его появление является вполне логичным, так как в плинсбахское время началось развитие юрской трансгрессии, когда палеозойские серпентинитовые массивы не были покрыты осадками юрского моря, а активно размывались, поставляя в водоем осадочный материал.

Если в отложениях лейаса смешанослойные слюда-сметитовые образования встречаются редко, то в байос-батском разрезе (г. Джангура) они распространены весьма широко; причем количество разбухающих межслоев бывает значительным. Особенностью этой части разреза является появление заметной примеси сметита (обр. 1687–1692), а в некоторых пластах, первоначально слагавшихся вулканогенным материалом, сметит (Na) является главной и иногда практически мономинеральной фазой (см. рис. 10.2, обр. 1683).

Что касается каолинита и хлорита, то они в разных соотношениях присутствуют в подавляющем большинстве анализированных образцов. Сравнимая соотношения 7 и  $10 \text{ \AA}$  рефлексов (учитывая, что рефлекс  $7 \text{ \AA}$  отражает суммарное количество каолинита и хлорита), видим, что снизу вверх по разрезу (особенно при переходе от аалена к байосу) (см. рис. 10.2), происходит уменьшение количества слюдястой фазы: если в лейасовых отложениях суммарное количество каолинита и хлорита всегда меньше 50 %, то в послеааленских отложениях картина обратная. Для юрских толщ западной части Лабино-Малкинской СФЗ характерно практически повсеместное присутствие каолинита и, как правило, в ощутимых количествах, в то время как в восточной части зоны его количество к верхам разрезов заметно уменьшается (см. рис. 10.2).

В эволюционном развитии минерального состава глинистых отложений этой части бассейна устанавливаются следующие тенденции: 1) основной для всего разреза  $J_{1-2}$  является ассоциация каолинит-хлорит-гидрослюда; соотношение компонентов меняется вверх по разрезу в сторону уменьшения в общем балансе доли слюдястых минералов; 2) каолинит присутствует в ощутимых количествах в отложениях всего разреза; 3) в плинсбахских отложениях встречается примесь серпентинового минерала; 4) вверх по разрезу увеличивается содержание смешанослойных минералов слюда-сметит, в байос-батской части появляется сметит, как в виде примеси, так и в качестве главного порообразующего минерала в отдельных мало-мощных горизонтах, образовавшихся по вулканогенному материалу (пеплу).

**Восточно-Балкарская СФЗ.** Минеральный состав глинистых отложений (17 образцов) был изучен в одном из наиболее представительных разрезов этой СФЗ, расположенном на левобережье р. Черек Безенгийский (р. Эльсу, г. Мукалкая) (рис. 10.3). В целом для всего разреза характерны традиционные ассоциации глинистых минералов. Во всех образцах присутствуют и за исключением самых нижних частей разреза домини-



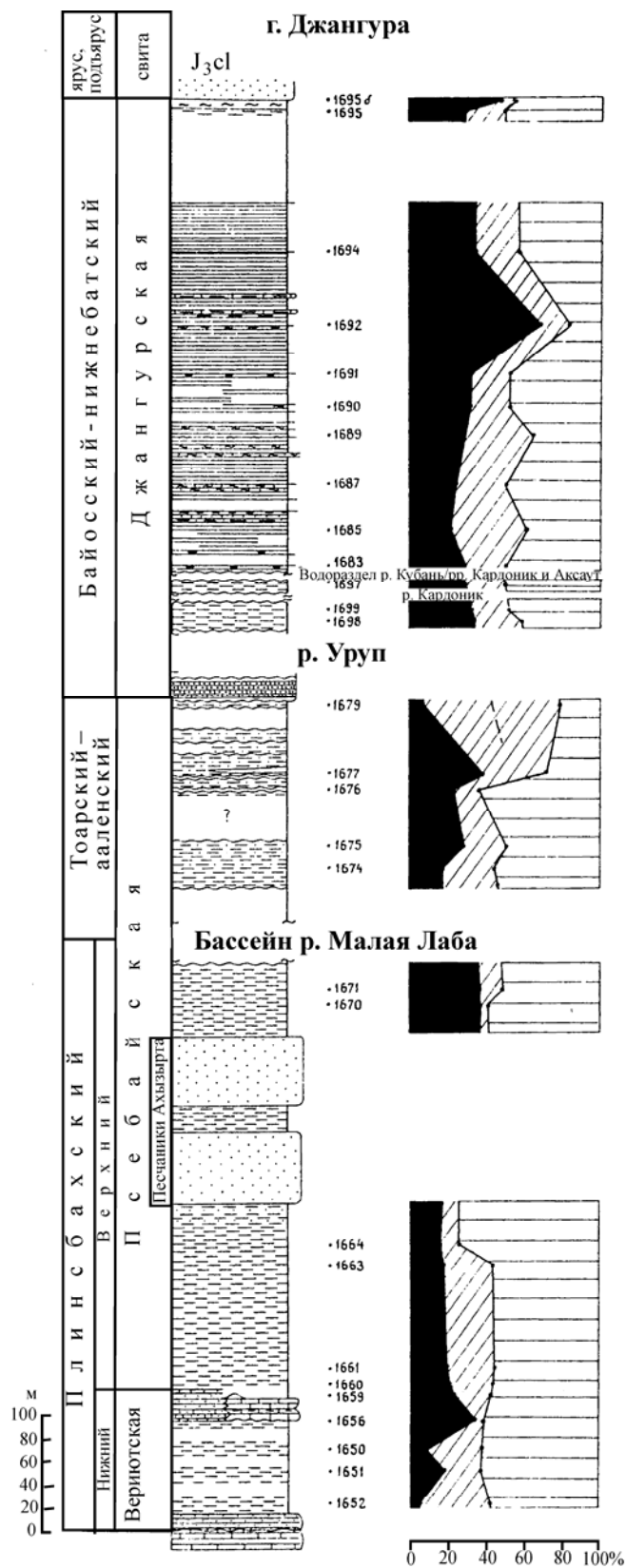


Рис. 10.2. Сводный разрез западной части Лабино-Малкинской СФЗ  
Условные обозначения см. на рис. 10.1

руют слюдистые минералы. Причем, если в нижней – плинсбахской части разреза количество разбухающих межслоев минимально – менее 5 % (обр. 335–344, 704), то в тоарской их количество сначала возрастает до 10–15 % (обр. 364, 365), а выше до 15–20 % (обр. 377–379), и, наконец, в байосской части разреза до 20 %.

Вполне закономерно меняется по разрезу соотношение каолинита и хлорита: если в плинсбахских и нижнетоарских (низы нижнегигитских слоев) отложениях доминирует каолинит, а хлорит присутствует в виде незначительной примеси, то в более высоких горизонтах тоарских, а также в ааленских и байосских отложениях хлорит явно преобладает над каолинитом.

В целом характер минеральных ассоциаций и их распределение по разрезу J<sub>1-2</sub> Восточно-Балкарской СФЗ очень близки к картине распределения глинистых минералов, установленной для разрезов восточной части Лабино-Малкинской СФЗ. Интересно отметить, что в обеих зонах смена ассоциации каолинит – слюда на ассоциацию хлорит – слюда происходит внутри нижнегигитских слоев. Учитывая такую близость в поведении глинистых минералов, можно также обоснованно предполагать сходную картину распределения в этих разрезах политипных модификаций слюдистых минералов.

**Дигоро-Осетинская СФЗ.** Данные по распределению глинистых минералов в пределах этой зоны представляют особый интерес, т.к. в северной ее части располагаются разрезы, в которых породы не претерпели интенсивных вторичных преобразований и распределение в них глинистых минералов в основном определяется первичными седиментационными обстановками. Напротив, в некоторых более южных разрезах вторичные преобразования в большей или меньшей степени повлияли на минеральный состав отложений.

Самым северным из серии изученных разрезов является разрез на левобережье р. Урух у с. Лезгор (см. рис. 10.3); во многих отношениях близок к нему расположенный в 10–12 км южнее разрез на правом берегу р. Айгамуги у с. Фараскат.

Слюдистые минералы в этих разрезах представлены политипными модификациями 1М и 2М<sub>1</sub> в разных соотношениях. На дифрактограммах большого числа изученных образцов устанавливаются 2 слюдистые фазы, одна из которых почти не содержит разбухающих межслоев, а в других их количество меняется от единичных до 5–10 %.

В разрезах у с. Лезгор и с. Фараскат присутствуют две ассоциации (см. рис. 10.3): гидрослюда (слюда)-каолинитовая и гидрослюда (слюда)-каолинит-хлоритовая; в разрезе у с. Фаснал (~20 км

южнее, правобережье р. Айгамуги) к ним добавляется гидрослюда (слюда)-хлоритовая ассоциация.

В нижней глинистой части мизурской свиты присутствует гидрослюда-каолинит-хлоритовая ассоциация с явным преобладанием слюдистых минералов. В отложениях, залегающих над мизурской свитой, в разрезе у с. Лезгор и с. Фараскат распространена гидрослюда-каолинитовая ассоциация, которая выше сменяется гидрослюда-каолинит-хлоритовой; причем в разрезе у с. Лезгор каолинита больше, чем у с. Фараскат. Обращает на себя внимание то, что в отложениях горизонта, в котором залегают биогермы (с. Фараскат) развита гидрослюда-каолинитовая ассоциация. В разрезе у с. Фаснал каолинит появляется стратиграфически значительно выше, чем в разрезах у сел Лезгор и Фараскат, и постепенно увеличивается к верхам разреза.

Важно подчеркнуть, что для всех изученных разрезов этого района характерно преобладание слюдистых минералов в их нижних частях и постепенное уменьшение их содержания в стратиграфически более молодых отложениях.

При сравнении разновозрастных толщ на площади видно, что в верхнеплинсбахских отложениях мизурской свиты Восточно-Балкарской и Дигоро-Осетинской СФЗ состав глинистых минералов несколько различен: если в разрезе р. Черек Безенгийский преобладают каолинит и гидрослюда, то в Дигоро-Осетинской СФЗ существенную роль начинает играть хлорит; в разрезе у с. Фаснал каолинит исчезает вовсе и в породах развита гидрослюда-хлоритовая ассоциация. Если в разрезах Восточно-Балкарской и Дигоро-Осетинской СФЗ ассоциации глинистых минералов в основном сформировались на стадии седиментогенеза, то в разрезе Фаснал, где низы толщи подверглись заметным постдиагенетическим преобразованиям, исчезновение каолинита связано уже с вторичными процессами. Помимо отмеченных глинистых минералов, в изученном районе установлены смешанослойный хлорит-вермикулит (обр. 632 и 1454, Фараскат), смешанослойный хлорит-сметит, присутствующий во всех образцах из горизонта с биогермами.

В тоар-ааленской толще имеются черты как сходства, так и различия в составе глинистых минералов разных СФЗ. Так, в разрезах Лабино-Малкинской, Восточно-Балкарской и северной части Дигоро-Осетинской СФЗ в основании тоарского разреза явно преобладает гидрослюда-каолинитовая ассоциация, но если в первых двух СФЗ в более молодых горизонтах содержание каолинита заметно падает, то в Дигоро-Осетинской его доля по отношению к хлориту может даже возрастать (Фараскат).

Восточно-Балкарская СФЗ

Д и г о р о -

Разрез левобережья  
р. Черек Безенгийский

разрез у с. Лезгор

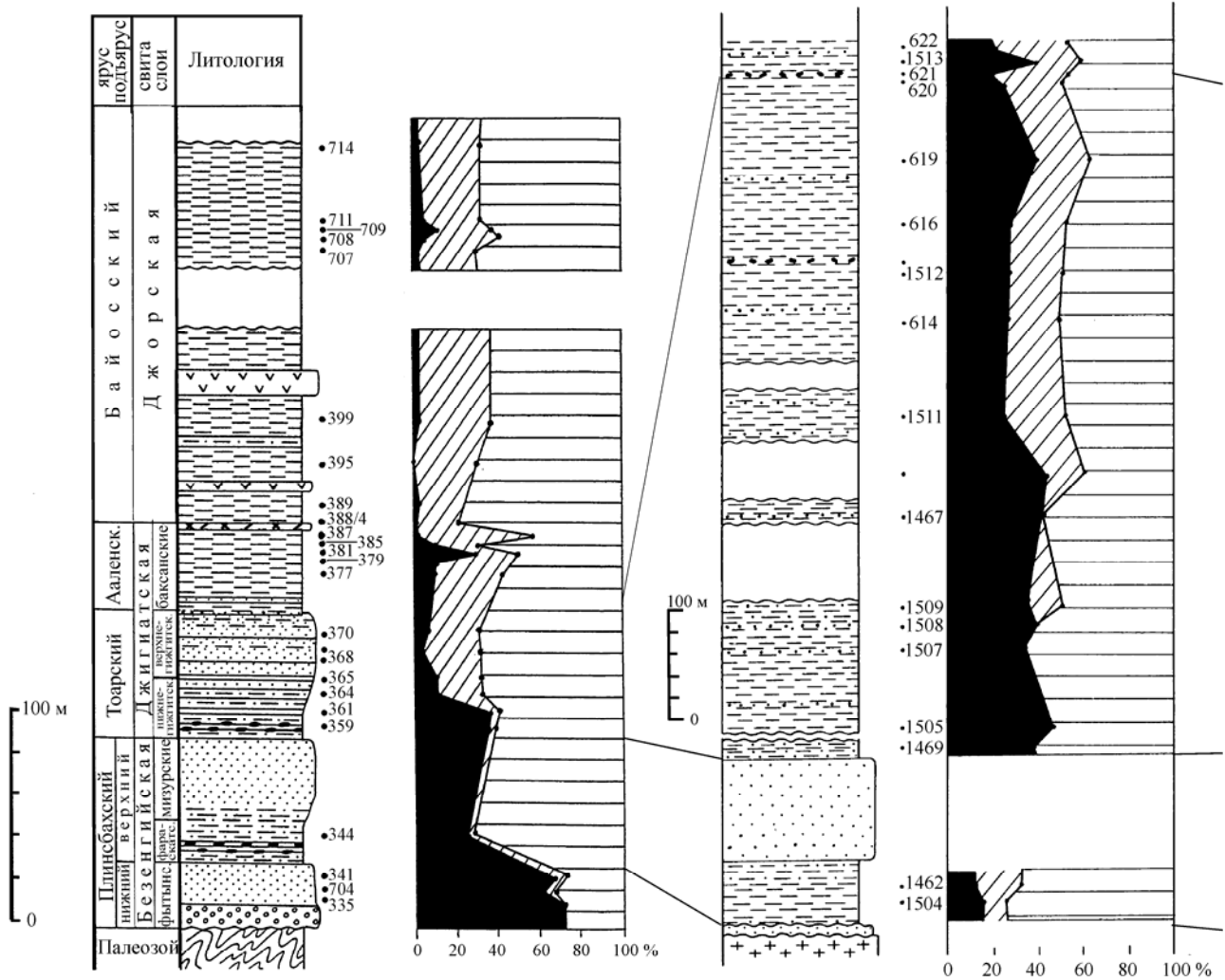
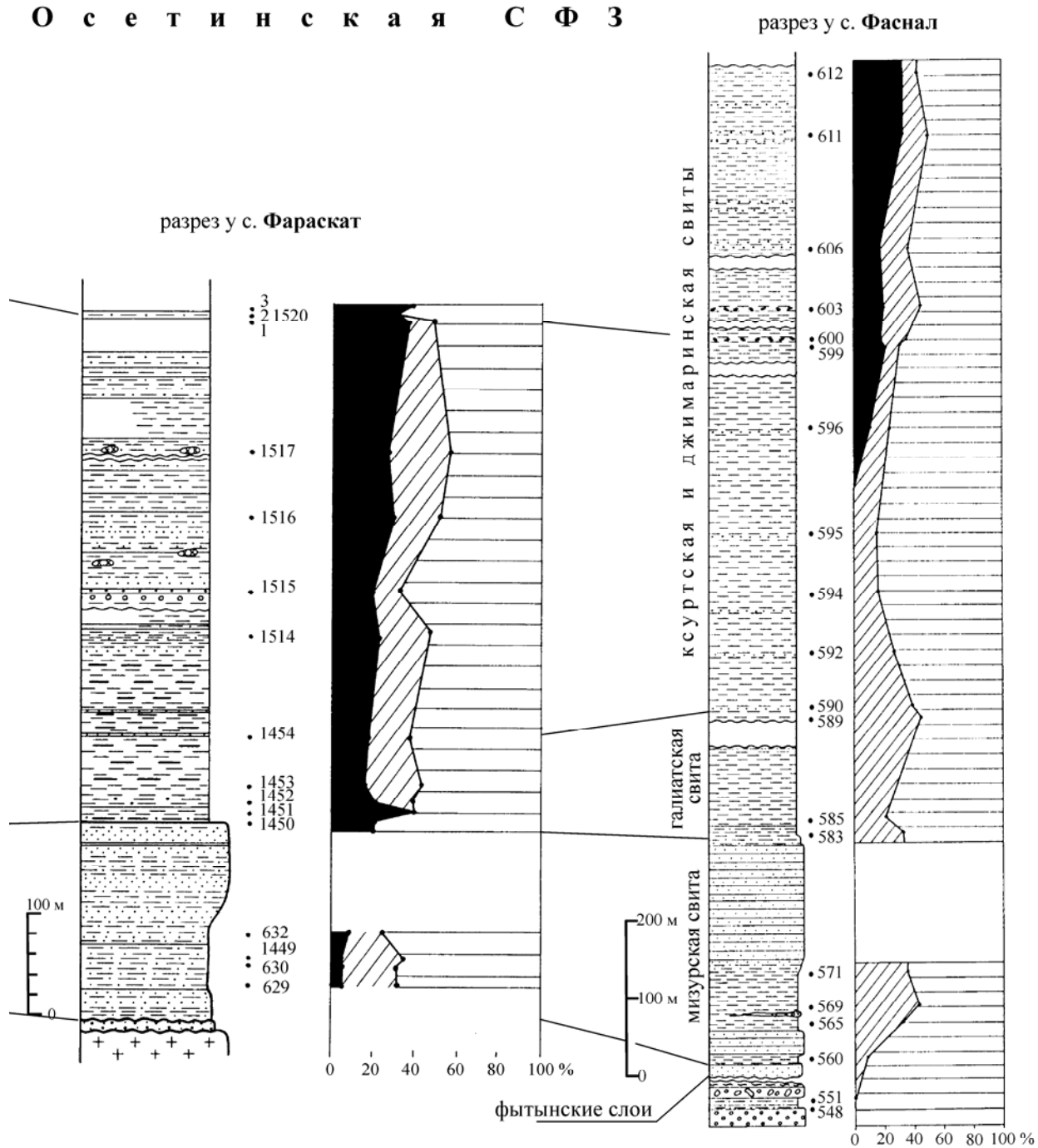
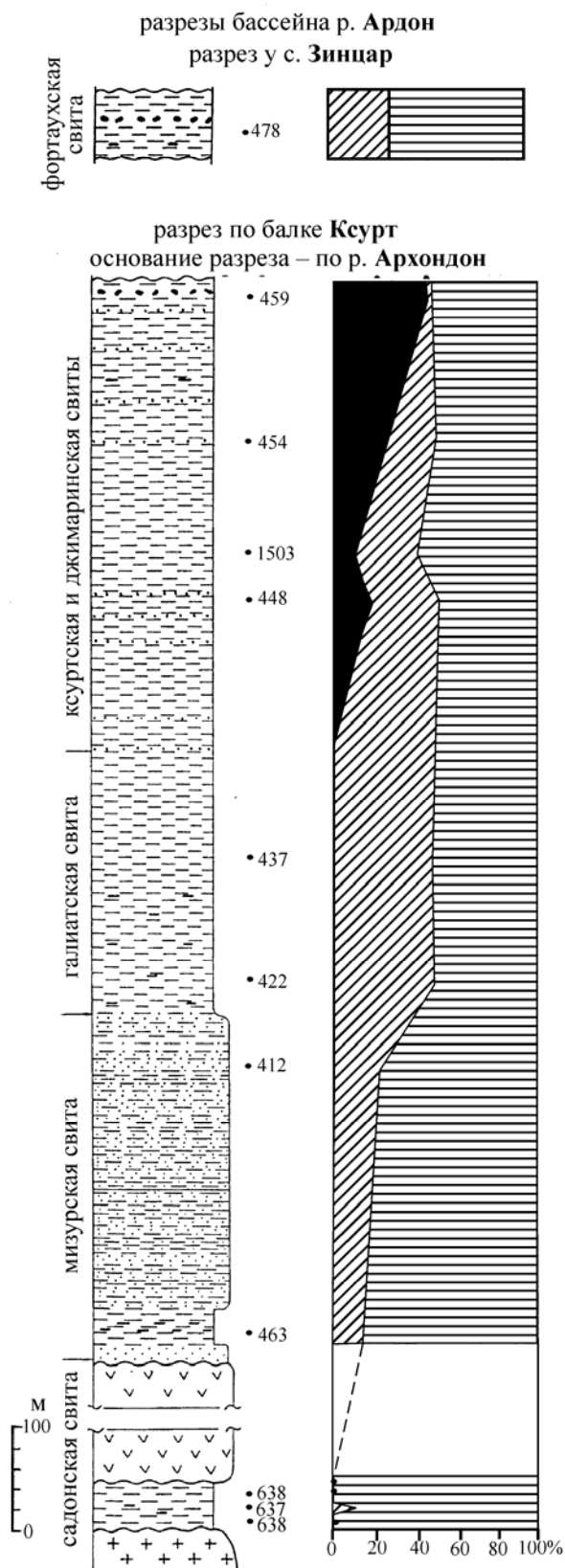


Рис. 10.3. Распределение глинистых минералов в разрезах Восточно-Балкарской и Дигоро-Осетинской СФЗ  
Черное – каолинит, косая штриховка – хлорит, горизонтальная штриховка – слюдистые минералы  
Условные обозначения см. на рис. 10.1

Осетинская СФЗ

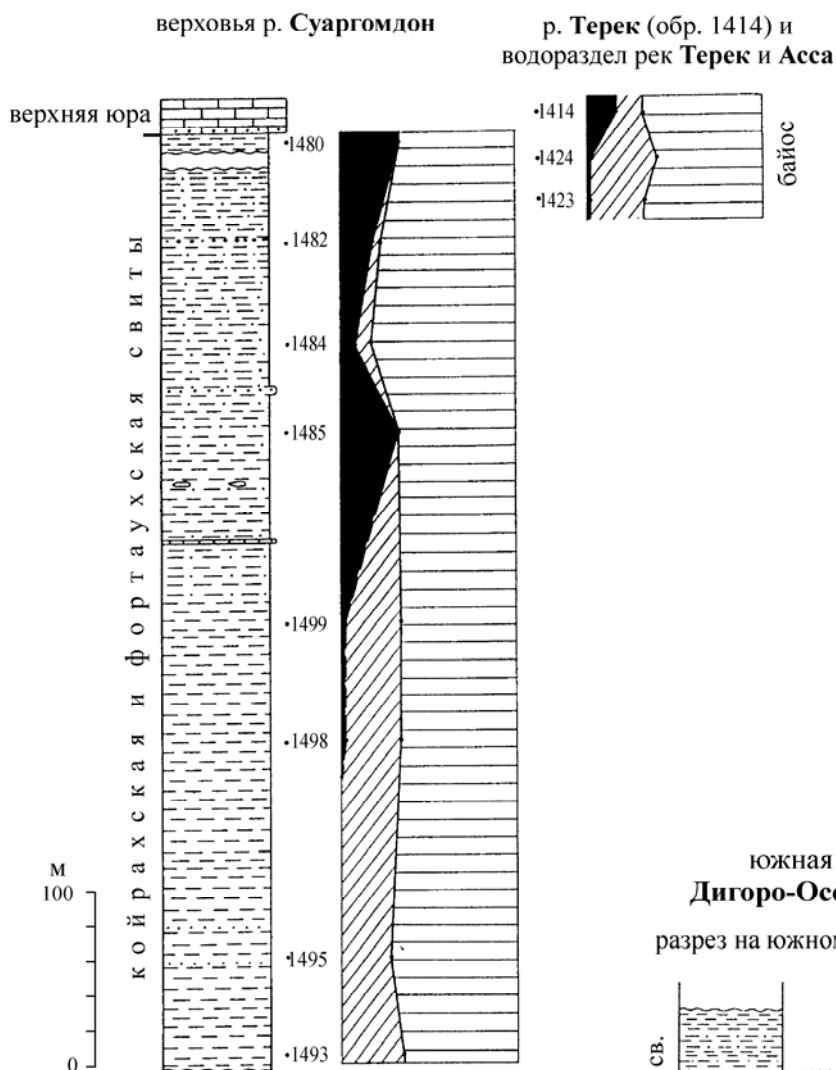


Продолжение рис. 10.3

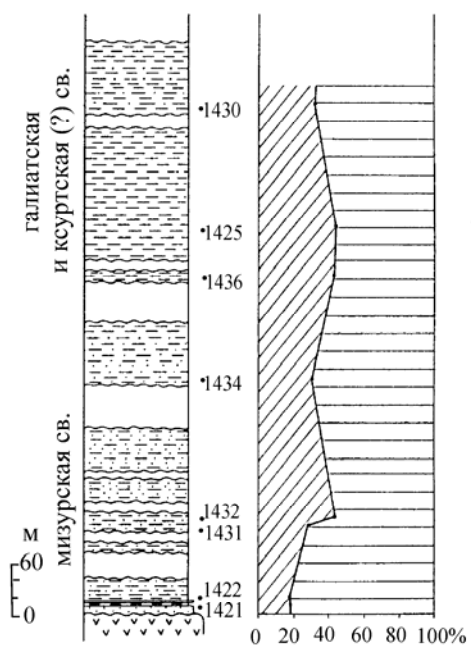


Продолжение рис. 10.3

бассейн р. Терек



южная подзона  
Дигоро-Осетинской СФЗ  
разрез на южном склоне г. Мацута



Окончание рис. 10.3

Разрез по р. Ардон (р. Архон и б. Ксурт) охарактеризован сравнительно небольшим количеством дифрактометрически изученных проб (10 образцов), но тем не менее они достаточно полно, демонстрируют распределение глинистых минералов в юрской толще. Наиболее отчетливо здесь выделяется базальная глинисто-алевритовая пачка: глинистые минералы представлены гидрослюдой, хлорит встречен в одном из трех образцов в резко подчиненных количествах. Особый интерес представляет появление здесь в некоторых образцах примеси пиррофиллита.

Выше по разрезу в глинистой пачке, перекрывающей вулканиты садонской свиты, присутствует гидрослюда и в подчиненном количестве хлорит; в глинистых породах над толщей мизурских песчаников количество хлорита существенно возрастает. В верхней части разреза (верхний тоар – аален) на некоторых уровнях появляется каолинит, который иногда полностью вытесняет хлорит. Количество разбухающих межслоев в гидрослюдах колеблется от 5 до 10 %.

Степень кристалличности слюдистых минералов достаточно высокая в низах разреза (ИК ~0,3) и уменьшается к его верхам (ИК до 0,6–0,7), что сопровождается заметным увеличением ширины 10 Å рефлекса со стороны малых углов. Прослеживающиеся изменения в составе и свойствах глинистых минералов по разрезу связаны с тем, что нижние горизонты подверглись более интенсивным вторичным (постдиагенетическим) преобразованиям по сравнению с верхними (различия в минеральных ассоциациях, степени кристалличности слюд, наличие пиррофиллита в базальных горизонтах). Следует отметить, что к нижней части разреза (вплоть до низов тоарской толщи) приурочены кремнисто-сульфидные конкреции, образованные в результате вторичных изменений диагенетических карбонатных стяжений.

Важно отметить, что на правом берегу р. Ардон в районе с. Зинцар, т.е. в 5–7 км к востоку от этого разреза, увеличение интенсивности вторичных преобразований отмечается уже в ааленских отложениях.

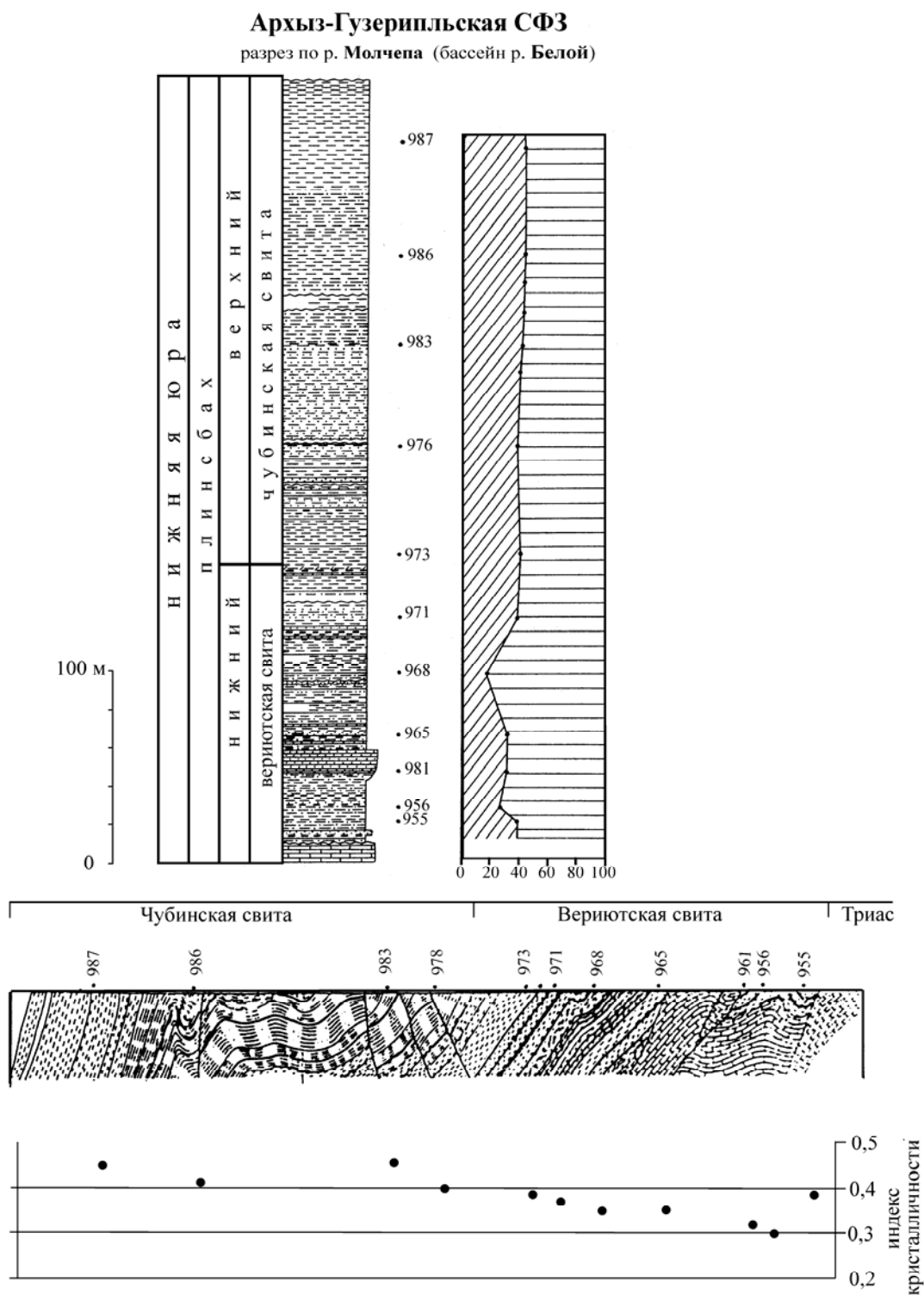
Восточнее – в разрезах по р. Фиагдону ассоциация глинистых минералов приобретает монотонный характер по всей юрской толще и представлена гидрослюдой и хлоритом. Количество разбухающих межслоев ~ 5 % и только в одном образце 5–10 %. Ни смешанослойных образований слюда-сметит, ни каолинита в этих разрезах не встречено, причем индекс кристалличности меняется от 0,39 в разрезах левобережья Фиагодона до 0,26 в толщах аалена правобережья, где в них локализованы полиметаллические рудопоявления.

Далее к востоку в бассейне р. Терек (истоки р. Суаргомдона, левый приток Терека) в верхне-тоарских – ааленских отложениях степень вторичных преобразований пород заметно уменьшается и они приобретают состав в общем схожий с тем, который характерен для одновозрастных отложений разреза р. Ардон. Здесь в разных горизонтах ааленской толщи присутствуют гидрослюда-хлоритовая, гидрослюда-каолинитовая, гидрослюда-каолинит-хлоритовая ассоциации, в некоторых образцах появляются смешанослойные слюда-сметитовые минералы. Индекс кристалличности слюдистых минералов не менее 0,5–0,6.

Таким образом, в полосе развития  $J_{1-2}$  отложений северной части Дигоро-Осетинской СФЗ, в пределах которой отчетливо выражен кливаж отсутствует, наблюдается неравномерно выраженное на площади воздействие на терригенные толщи достаточно интенсивных вторичных преобразований, достигающих максимума в р-не р. Фиагодона. Как отмечалось выше, в разрезе по р. Ардон граница между отложениями, претерпевшими существенные вторичные преобразования, и слабоизмененными отложениями проходит внутри нижне-тоарской толщи (разрез по левобережью р. Ардон), но уже на правобережье этой реки вторичные изменения охватывают весь разрез, включая аален, и максимальной степени достигают в бассейне р. Фиагодон, затем к востоку они вновь ослабевают.

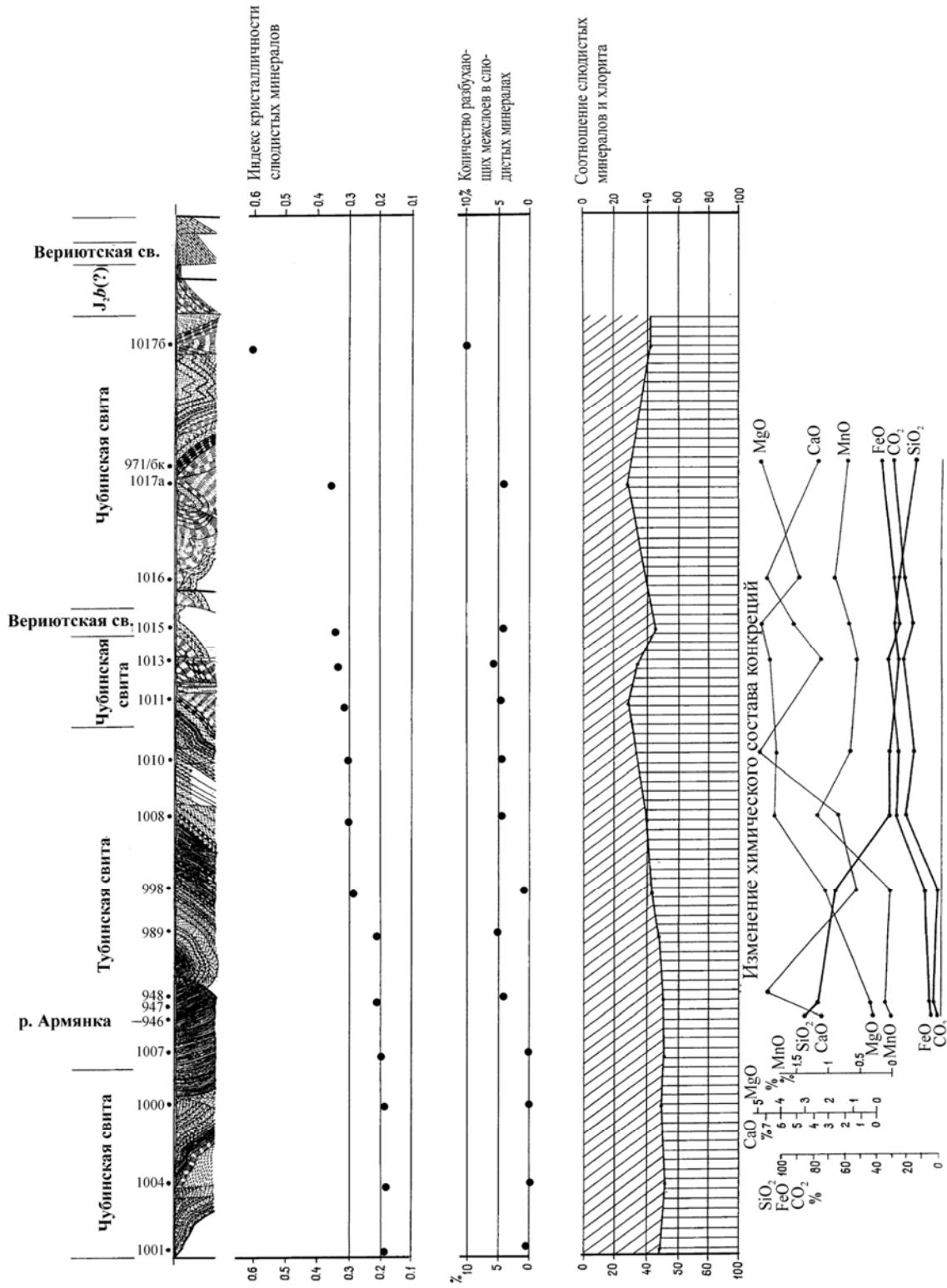
Разрезы южной подзоны Дигоро-Осетинской СФЗ (по классификации Д.И. Панова, 1998) подвергались значительным постдиагенетическим преобразованиям, что привело к унификации их минерального состава. Нами был изучен разрез в районе г. Мацута в верховьях р. Урух, расположенный в Штулу-Харесской депрессии (см. рис. 10.3). Здесь развита исключительно слюда (гидрослюда)-хлоритовая ассоциация без следов примеси каолинита или смешанослойных образований. Только в 2 из 8 образцов зафиксирована гидрослюда с ~5 % разбухающих межслоев, во всех остальных присутствует серицит. Если в северных разрезах северной части Дигоро-Осетинской СФЗ степень кристалличности слюд невысока, то здесь ИК достигает 0,25 и только в верхах разреза кристалличность слюд несколько понижается (ИК ~0,31–0,32). При этом как и в других разрезах к основанию толщи здесь приурочены максимальные содержания слюды (по отношению к хлориту) (см. рис. 10.3).

Важно отметить, что здесь почти везде развита только одна фаза слюды  $2M_1$ , и только изредка и в резко подчиненных количествах появляется слюда  $1M$ .



**Рис. 10.4.** Геологический профиль (по Н.И. Пруцкому и др.) и колонка нижнеюрских отложений Архыз-Гузерильской СФЗ (р. Молчепа, правобережье р. Белой) с распределением в них глинистых минералов и индекса кристалличности слюдяных минералов  
Условные обозначения см. рис. .10.1





**Рис. 10.5.** Геологический профиль через поле развития ниже- и среднетермических отложений по долине р. Белая (Адыгя), Архыз-Гузерильская СФЗ (построен Н.И. Пруцким с соавторами) и характерные для них минералогические параметры: индекс кристалличности слюдястых минералов и количество разбухающих межслоев, соотношение слюдястых минералов и хлорита; диаграммы изменения химического состава конкреций

**Архыз-Гузери́льская СФЗ.** Минеральный состав глинистых отложений юрских толщ *восточной части Архыз-Гузери́льской СФЗ* был изучен в разрезе Кыртыкской впадины. Для нижнеплинсбахских отложений этого разреза, так же как и для одновозрастных пород Лабино-Малкинской зоны, характерно развитие ассоциации диоктаэдрическая гидрослюда-каолинит с примерно равным соотношением минералов. По данным рентгеновской дифрактометрии, гидрослюды содержат в структуре 15–20 % разбухающих слоев. Электронографическое изучение показало, что гидрослюды представлены плохо окристаллизованными разностями политипных модификаций  $1M_d > 2M_1$ . Выше по разрезу – в верхнеплинсбахских и тоарских отложениях отмечаются как гидрослюда-каолинитовая, так и гидрослюда-Fe-Mg-хлоритовая ( $b = 9,22-9,24 \text{ \AA}$ ) ассоциации. Диоктаэдрические слюдястые минералы представлены смесью политипных модификаций  $2M_1$  и  $1M_d$  в сопоставимых соотношениях.

Минеральный состав глинистых толщ *западной части Архыз-Гузери́льской СФЗ* изучен в разрезах по р. Белой (к югу от с. Гузери́ль) и по её правому притоку р. Молчепе. Во всех изученных образцах фиксируется достаточно однообразный минеральный состав – слюда (гидрослюда) и хлорит (рис. 10.4). Такой состав в определяющей степени связан с тем, что отложения этих разрезов претерпели значительные постдиagenетические изменения, и первоначальные минеральные ассоциации, в которых по всей вероятности присутствовал также каолинит (как и в вериютской свите разреза по р. М. Лаба, Лабино-Малкинская СФЗ), существенно изменились, произошла унификация минерального состава пород из разных горизонтов толщи. Вместе с тем, в разрезе по р. Молчепе эти изменения про-

явились слабее, чем в разрезе по р. Белой. В частности, количество разбухающих межслоев в гидрослюдах разреза по р. Молчепе меняется от единичных до 10 %, а в обр. 971/б до 15 %. В обр. 973 из кровли вериютской свиты присутствуют две фазы гидрослюды, в одной из которых количество межслоев достигает 20 %. Как видно из рис. 10.4 в разрезе по р. Молчепе меняется также индекс кристалличности слюдястых минералов: если в низах разреза его величина 0,3–0,35, то к верхам она закономерно увеличивается до 0,45. Тенденция изменения величины ИК отчетливо прослеживается и в разрезе по р. Белой. Здесь в основании разреза – самой южной точке полосы развития юрских отложений – степень окристаллизованности слюд весьма высока и значения ИК достигают 0,19; к северу наблюдается постепенное, плавное увеличение значения ИК до 0,35. Одновременно обращает на себя внимание то, что если в южной части разреза развиты слюды без следов разбухающих межслоев, то у северного края – в районе с. Гузери́ль они появляются в количестве до 5 % (рис. 10.5). Как в разрезе по р. Белой, так и по р. Молчепе, изменения ИК и содержания разбухающих межслоев связаны, видимо, с нарастанием в южном направлении интенсивности вторичных преобразований пород.

В северной части полосы развития юрских отложений в этой части Архыз-Гузери́льской СФЗ породы юры изменены гораздо в меньшей степени – здесь несколько увеличивается количество разбухающих межслоев в гидрослюдах и значение ИК. Однако крайняя фрагментарность коренных выходов юрских отложений не позволили установить полную картину распределения глинистых минералов в стратиграфически более высоких горизонтах разреза.

## ГЛАВА 11. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПО ПРОФИЛЯМ, ПЕРЕСЕКАЮЩИМ ПОЛЕ РАЗВИТИЯ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Начиная с бассейна р. Терек и далее на восток все поле развития  $J_{1-2}$  отложений, принадлежащих различным СФЗ, пересекается рядом крупных речных долин (Терек, Чантыаргун, Андийское и Аварское Койсу). Геологические профили, построенные вдоль этих долин, и данные по вещественному составу отложений, развитых вдоль этих профилей, свидетельствуют об относительно быстром нарастании интенсивности деформации и вторичных преобразований пород в направлении с севера на юг. Охарактеризуем распределение глинистых минералов в  $J_{1-2}$  отложениях вдоль этих профилей, отмечая их специфику в пределах различных СФЗ.

*Распределение глинистых минералов в отложениях профиля по р. Терек.* Здесь только в самой северной части профиля развиты отложения, которые не несут на себе следов проявления интенсивных постдиагенетических преобразований. Вдоль р. Терек это узкая (несколько километров) зона крутой моноклинали к северу от устья р. Суаргом дон и до обрывов известняков  $J_3$ , а также более полные разрезы в истоках р. Суаргом дон (левый приток р. Терек) и правобережья р. Армхи (правый приток р. Терек). Но во всех случаях это толщи, датируемые ааленом, байосом и батом, тогда как более древние отложения уже претерпели заметные изменения. На рис. 10.3 показано распределение ассоциаций глинистых минералов в разрезе аалена (койрахская и фортаухская свиты) и самых низов байоса в верховьях р. Суаргомдон, а на рис. 11.1 распределение различных параметров глинистых минералов вдоль профиля по р. Терек.

Для выяснения минерального состава глинистых пород из отложений различных структурно-фациальных зон была изучена представительная коллекция образцов: с помощью рентгеновской дифрактометрии – более 80 образцов, электронографически – 35 образцов.

В пределах изученного профиля наиболее широко распространены слюдистые минералы и хлорит; гораздо в меньшей степени в настоящее время развит каолинит; другие слоистые силикаты встречаются редко. Но несмотря на близость фазового состава глинистых пород, отложениям разных частей профиля присущи свои минералогические особенности, характеризующие специфику формирования этих отложений.

*Слюдистые минералы.* Во всех изученных образцах в больших или меньших количествах неизменно присутствует диоктаэдрический слюдистый минерал в основном мусковитового ряда. В образцах большей части профиля (за исключением самой северной области) по данным рентгенодифракционного анализа целочисленная серия базальных отражений  $00l$  с  $d_{001} = 10,0 \text{ \AA}$  с не изменяется при обработке органическими жидкостями и при прокаливании при  $550^\circ\text{C}$  (рис. 11.2, 11.3). Это обстоятельство свидетельствует об отсутствии разбухающих межслоев в слюде.

В северной части профиля располагаются отложения, заметно отличающиеся от развитых южнее. Здесь в глинистых породах наряду с собственно слюдой, почти не содержащей разбухающих межслоев, появляется смешанослойный минерал слюда-сметит, в котором содержится до 20–30 % смектитовых пакетов. На дифрактограммах ориентированных препаратов образцов в воздушно-сухом состоянии в малоугловой области наряду с  $10 \text{ \AA}$  рефлексом слюды четко проявляется отражение, значение которого для разных образцов колеблется в пределах  $10,6\text{--}11 \text{ \AA}$ . После насыщения глицерином это отражение исчезает, появляется сверхрефлекс с  $d_{001} \sim 12,9 \text{ \AA}$ , а на профиле слюдистого  $003$  рефлекса с  $d_{003} = 3,33 \text{ \AA}$  со стороны меньших углов  $\theta$  фиксируется заметный перегиб от отражения с  $d \sim 3,4 \text{ \AA}$ . На дифрактограммах образцов, насыщенных этиленгликолем, это отражение отсутствует; сверхрефлекс, усиливаясь, смещается в область больших углов  $\theta$  (до значений  $d_{001} = 12,6 \text{ \AA}$ ); кроме того, наряду с интенсивным  $5,0 \text{ \AA}$  рефлексом слюды появляется отражение с  $d_{002} \sim 5,2 \text{ \AA}$  (см. рис. 11.3, обр. 1498). После прогрева образцов при  $550^\circ\text{C}$  остается единая серия базальных отражений с  $d_{001}$ , равным  $9,98\text{--}10,0 \text{ \AA}$  (лишь на некоторых дифрактограммах наблюдается раздвоение  $002$  и  $003$  рефлексов, что является дополнительным подтверждением наличия в образце слюдистого минерала и смешанослойной фазы слюда-сметит).

Перечисленные факты свидетельствуют о том, что переслаивание слюдистых и смектитовых слоев в смешанослойном минерале осуществляется с тенденцией к упорядоченному чередованию при факторе ближнего порядка  $S > 1$  [Дриц, Сахаров, 1976; Дриц, Коссовская, 1990]. Подобные дифракционные картины наблюдаются прак-

тически для всех образцов этой части разреза; кроме того, в верхней его части в слюдином минерале, представляющем собой основную фазу, число разбухающих межслоев увеличивается до 15 %. Отметим также, что на дифрактограммах многих прокаленных образцов значение  $d$  третьего порядка занижено ( $d_{003} = 3,31\text{--}3,32 \text{ \AA}$  при  $d_{001} = 9,98\text{--}10 \text{ \AA}$ ), что, вероятно, связано с высокой дисперсностью слюдиных минералов.

Анализ полученных ЭКТ позволил установить, что слюдиные минералы представлены различными политипными модификациями – 1M и 2M<sub>1</sub>, распределение которых в разрезе достаточно закономерно (табл. 11.1). В отложениях кистинской свиты содержится слюда политипной модификации 2M<sub>1</sub>. К северу от Дарьяльского гранитогнейсового массива прослеживается довольно широкая полоса развития слюд 2M<sub>1</sub> (см. рис. 11.1); далее к северу сначала в минимальных, а затем все в более значительных количествах появляется слюда модификации 1M, которая в ааленских отложениях начинает преобладать. В байосской толще опять ведущую роль играет слюда 2M<sub>1</sub>, причем в некоторых образцах слюда 1M отсутствует вовсе (см. табл. 11.1).

В отложениях южного крыла антиклинория в основном распространена слюда политипной модификации 2M<sub>1</sub>. В этой связи довольно неожиданно появление в некоторых образцах из гудшаурской свиты ошутимой по количеству примеси слюды 1M. Следует отметить, что в рассматриваемом случае гидрослюды политипной модификации 1M (прежде всего это касается северной части профиля) содержат значительно меньше дефектов по сравнению с другими разрезами [Гаврилов, Ципурский, 1987; Гаврилов, Ципурский, 1988], где примерно на том же стратиграфическом уровне фиксируется смесь гидрослюд 1M и 1Md. Отсутствие фазы 1Md выражается в более четких рефлексах и в исчезновении фона между ними на ЭКТ исследованных образцов.

В некоторых образцах слюд из глинистых сланцев кистинской свиты базальное отражение первого порядка характеризуется необычно низким ( $9,82 \text{ \AA}$ ) значением  $d_{001}$ , а у рефлексов следующих порядков наблюдается отчетливое расщепление:  $4,97$  и  $4,83$ ;  $3,32$  и  $3,21$ ;  $1,994$  и  $1,928 \text{ \AA}$ . При съемке дифрактограмм образцов с более тонкими ( $0,25 \text{ мм}$ ) приемными щелями проявляется расщепление и первого базального отражения (см. рис. 11.3, обр. 1054). Появление в образцах слюд дополнительной серии рефлексов свидетельствует о присутствии в них парагонита (в обр. 1054 содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  3,65 %). Кроме того, наличие слабых по интенсивности рефлексов

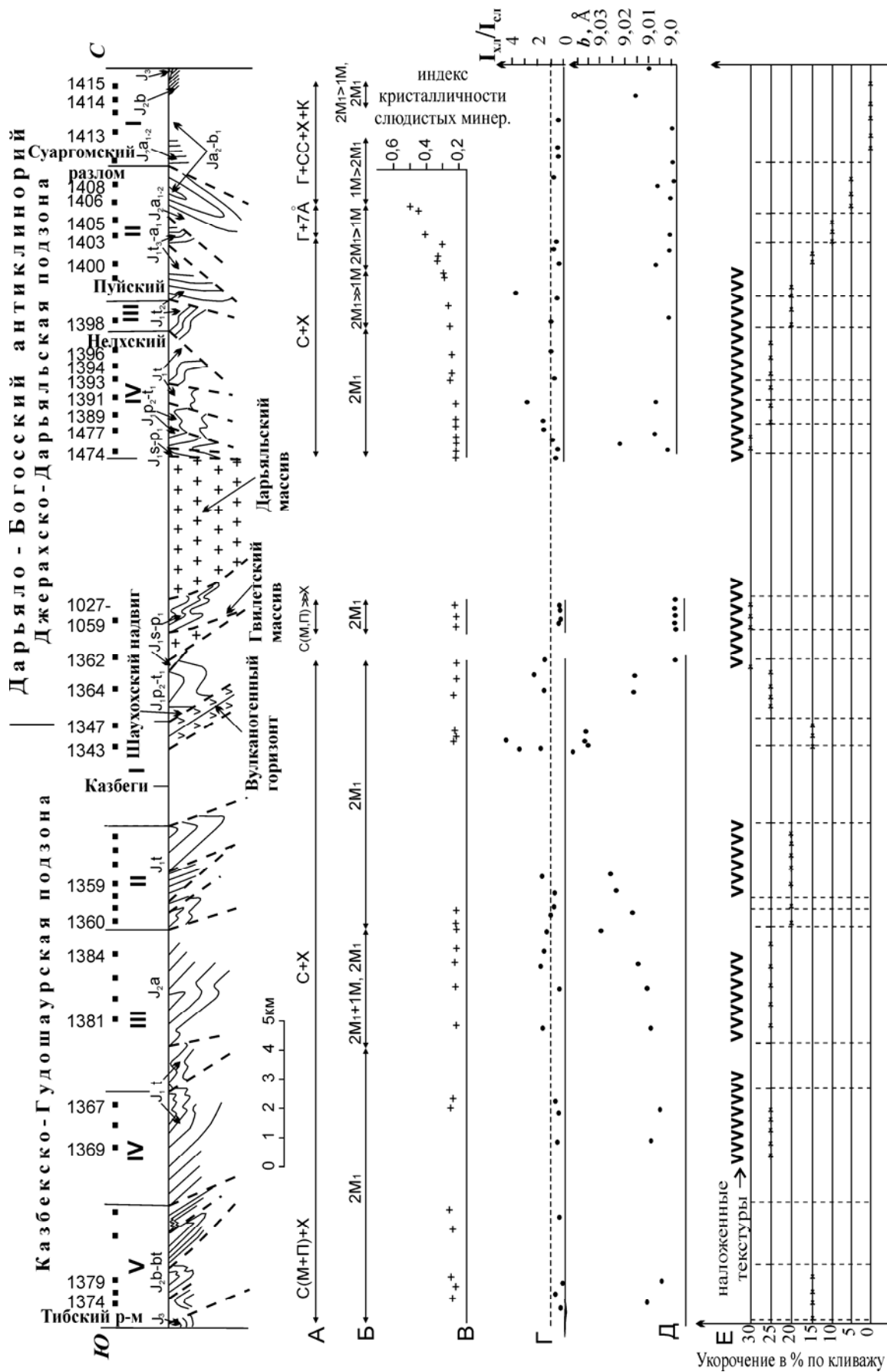
с межплоскостными расстояниями  $4,90$ ;  $3,26$  и  $1,960 \text{ \AA}$  позволяет предполагать существование не-которого количества смешанослойной парагонит-мусковитовой фазы [Frey, 1970, 1987].

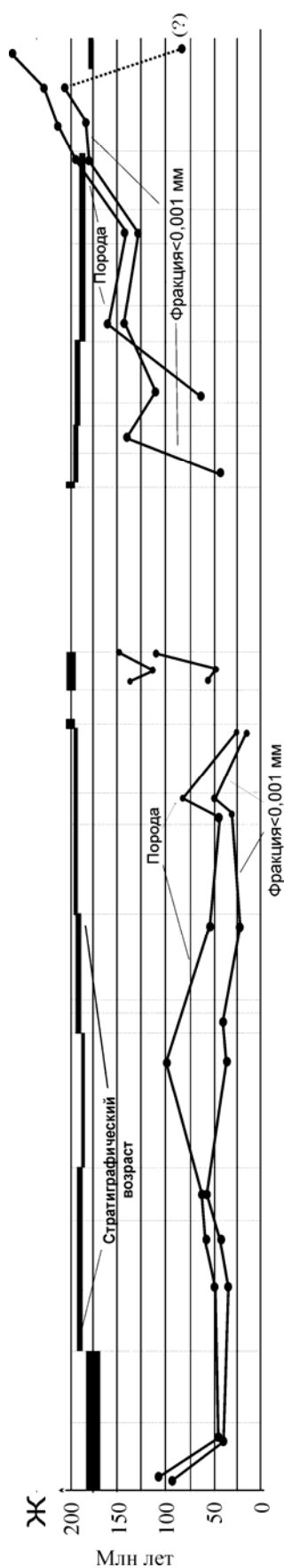
Изучение образцов с помощью электронографического метода косых текстур вполне определенно показывает наличие фазовой смеси парагонита и мусковита. Об этом свидетельствует дифракционная картина на ЭКТ этих образцов, которая представляет собой двойную систему рефлексов как от мусковита, так и от парагонита. Геометрический анализ, индицирование и анализ распределения интенсивностей рефлексов на полученных ЭКТ позволил установить, что обе диоктаэдрические слюды характеризуются политипной модификацией 2M<sub>1</sub>, и определить раздельно параметры элементарных ячеек мусковита и парагонита (см. табл. 11.1).

Присутствие парагонита отмечено не во всех изученных образцах кистинской свиты. Наибольшее по сравнению с мусковитом его количество (до 40 %) отмечено в самых низах разреза, в слоях, находящихся вблизи контакта с палеозойскими гранитогнейсами Дарьяльского массива (район горы Гургала); существенно меньше (~10 %) его в образцах верхней части свиты (южный склон горы Молчечкорт), в некоторых образцах парагонит отсутствует.

В отложениях других стратиграфических интервалов достоверно парагонитовая фаза не устанавливается. Вместе с тем на дифрактограммах ряда образцов из самых верхов разреза южного крыла отмечаются слабые рефлексы с  $d$ , приблизительно равным  $4,87$  и  $3,25 \text{ \AA}$  (см. рис. 11.2, обр. 1379 из бусарчильской свиты), что указывает на присутствие в слюдах некоторого количества парагонитовых слоев; о том же свидетельствуют электронографические данные (см. табл. 11.1).

*Степень кристалличности слюд* Сравнение дифрактограмм образцов из разных частей профиля показывает, что характер окристаллизованности минералов различен. Для оценки этого параметра слоистых силикатов используют различные индексы кристалличности (ИК) (Уивера, Кюблера, Вебера, Флеминга) [Frey, 1987 и др.]. Как отмечалось рядом исследователей, индексы кристалличности обладают целым рядом недостатков, поскольку отчасти зависят от некоторых обстоятельств, прямо не связанных с окристаллизованностью минералов [Drits, Srodon, Eberl, 1997 и др.]. Тем не менее они широко используются, так как при достаточно большом числе определений этот параметр дает статистическую картину, реально отображающую существующие тенденции в преобразовании слоистых силикатов.





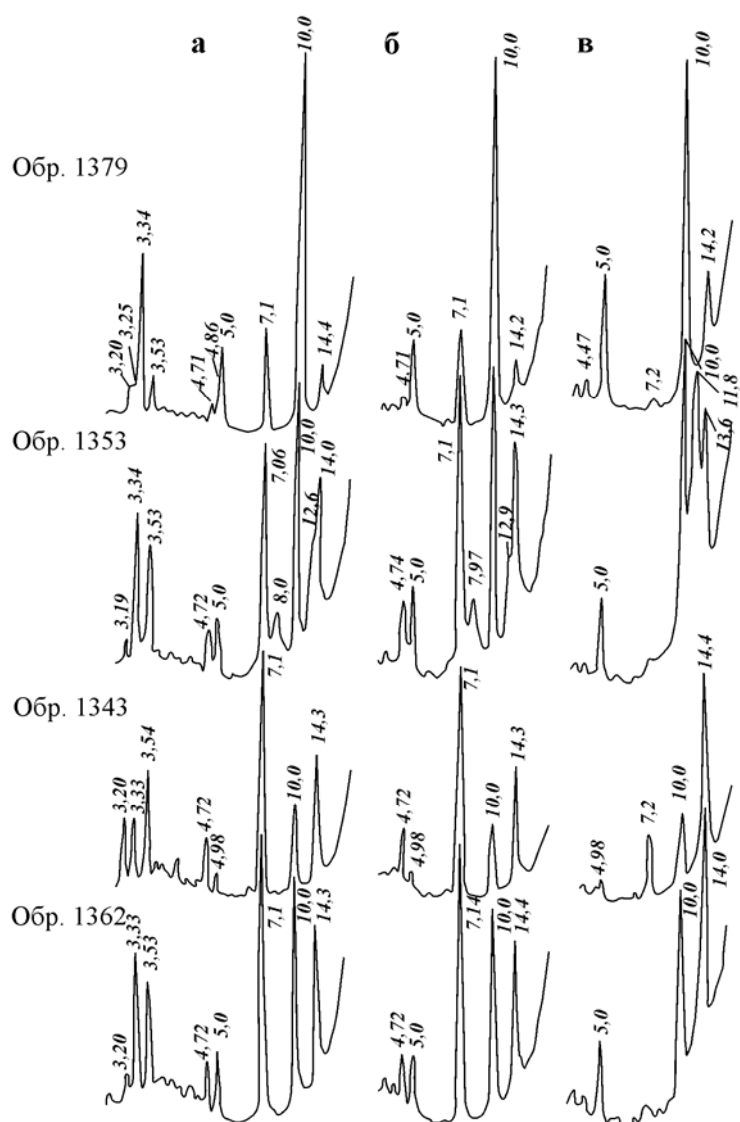
**Рис. 11.1.** Геологический профиль через поле развития ниже- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа по долине р. Терек (построен Д.И. Павловым) и характерные для них структурно-геологические, минералогические и изотопные параметры  
 Римские цифры – тектонические блоки (пластины), разделенные крупными разрывными нарушениями, точки – места отбора и номера образцов. А – распределение ассоциаций глинистых минералов: Г+СС+Х+К – гидрослюда-смешанослойный минерал иллит/смектит-хлоритовая ассоциация, С+Х – серицит-хлоритовая ассоциация, С (М,П) – серицит мусковитового ряда с примесью парагонита, Г+ $\bar{A}$  – ассоциация гидрослюда-бергьерин (?); Б – распределение и соотношение различных политипных модификаций 1М и 2М<sub>1</sub> слюдястых минералов; В – диаграмма изменения индекса кристалличности слюдястых минералов; Г – соотношение интенсивностей рефлексов на дифрактограммах хлоритов ( $\bar{A}$ ) и слюдястых минералов (10А); Д – параметр *b* слюдястых минералов; Е – диаграмма изменения степени выраженности в породах кливажа; Ж – диаграмма радиологического возраста пород

Для изученного профиля нами были определены индексы кристалличности слюды по методике Б. Кюблера [Kubler, 1964]. Индекс Кюблера наиболее применим к породам, претерпевшим значительные постдиагенетические преобразования, которые широко распространены в пределах изученного профиля. На рис. 11.1 показано, как меняются значения ИК в разных частях профиля. Наименьшие значения ИК (0,21) присущи отложениям кистинской, циклаурской и низам ларской свиты. По направлению к северу ИК возрастает, достигая 0,5. В более молодых отложениях в ряде образцов рефлексы на дифрактограммах становятся весьма широкими за счет наложения рефлексов от собственно слюд и от смешанослойных иллит-смектитовых образований, что особенно отчетливо выражено в ааленских отложениях. Интересно, что в байосских и батских отложениях величина ИК несколько уменьшается.

В породах южного крыла антиклинория величина ИК меняется гораздо в меньшей степени. Для циклаурской, казбекской и гудошаурской свит наблюдаются близкие значения ИК (0,2–0,22); для более молодых отложений бурсачильской свиты характерны несколько более высокие (до 0,25) значения ИК. Однако это явление может быть связано не столько с уменьшением степени переработки пород толщи, сколько с появлением небольшой примеси парагонита.

Как видно из табл. 11.1 и рис. 11.1, достаточно ясно выраженной закономерностью является изменение в разных частях профиля параметра *b* слюдястых минералов. Если для слюд северного разреза характерны значения *b* 9,00–9,006 и только для одного образца 9,02 Å, то в пределах южной части разреза подавляющее большинство образцов слюд характеризуется относительно повышенными значениями параметра *b*, которые достигают наибольших величин в верхней части циклаурской свиты, содержащей вулканогенные образования – подушечные лавы и силлы: параметр *b* увеличивается здесь в отдельных образцах до 9,042 Å. В более высоких горизонтах толщи значения этого параметра для слюд понижаются, но все равно остаются выше, чем в слюдах из отложений северного разреза.

**NH<sub>4</sub><sup>+</sup> в слюдястых минералах.** В разрезе J<sub>1-2</sub> по р. Терек проведены также исследования слюдястых минералов с целью оценки содержания в них ионов NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, которые могут замещать катионы K<sup>+</sup> в структуре слюд. Препараты слюд были получены из образцов фракций <0,001 мм, подвергнутых кипячению в 10 %-ной HCl для удаления хлорита. Слюдястые минералы исследовались с помощью метода ИК-спектроскопии, который широко применяется для этих целей [Карякин и др., 1973;



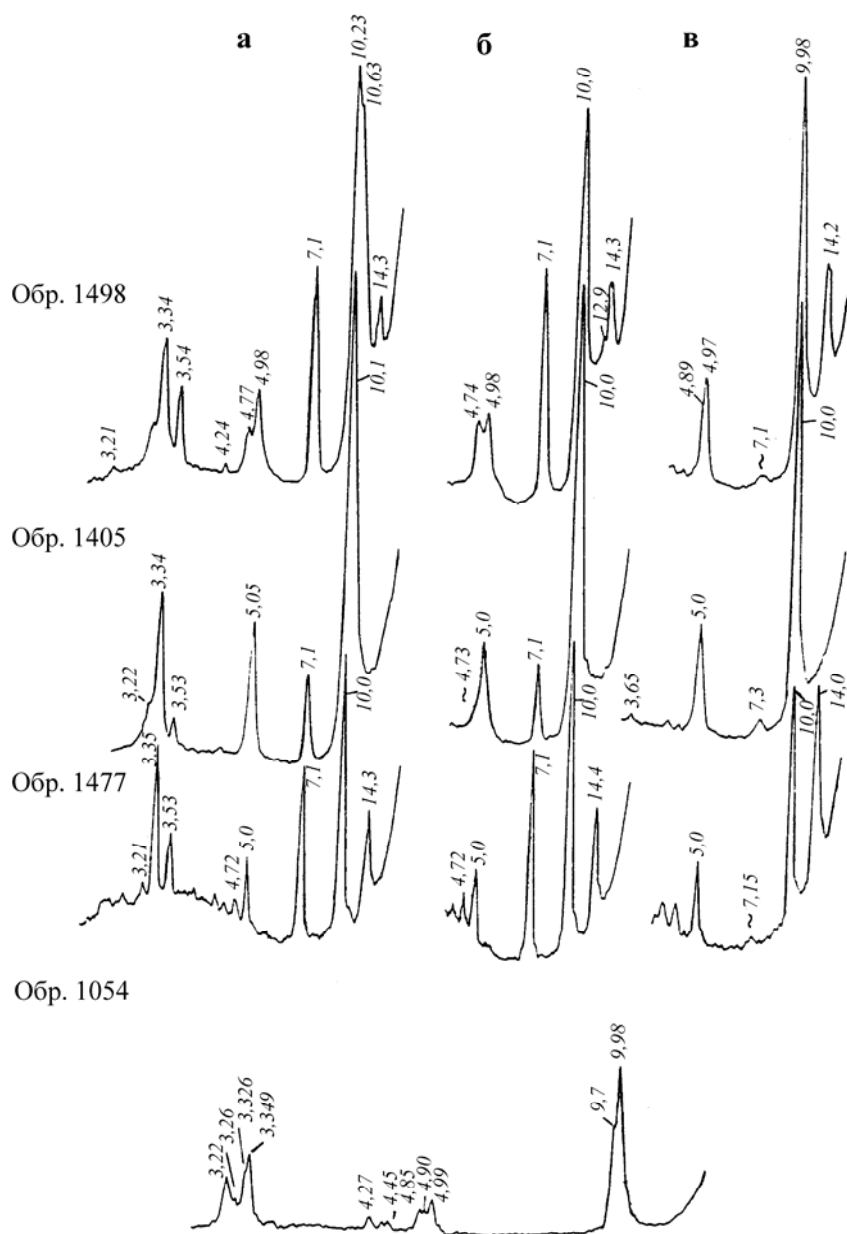
**Рис. 11.2.** Дифрактограммы ориентированных препаратов глинистой фракции (<0,001 мм) из отложений южной части профиля по р. Терек

Препараты: а – природный воздушно-сухой, б – насыщенный глицерином, в – прокаленный до 550°C

Шигорова, 1982; Шигорова и др., 1981; Шигорова, Шмакин, 1977, Vedder, 1965 и др.]. ИК-спектры поглощения слюды были получены на спектрофотометре UR-20 в ГИН РАН (аналитик Т.В. Далматов). Препараты для съемки ИК-спектров готовились путем запрессовывания навески вещества (~3 мг) в спектрально чистом КВг (съемка препаратов в масле на пластинках оказалась для наших целей малоэффективной). На всех спектрограммах изученной коллекции слюды (17 образцов) из разных частей профиля фиксируются аналитические полосы в районе  $\nu =$

$1440\text{ см}^{-1}$ , других характерных полос не отмечено, видимо, из-за их слабой интенсивности. Следует отметить, что на большинстве спектрограмм, приводимых в работе [Шигорова и др., 1981] другие отчетливые пики (помимо  $1440\text{ см}^{-1}$ ) также практически не различаются.

Присутствие  $\text{NH}_4^+$  в слюдах объясняется, видимо, тем, что на стадии перехода смешанослойных образований в гидрослюду в толщах, обогащенных ОВ, в межслоях происходит фиксация  $\text{NH}_4^+$  вместо  $\text{K}^+$ . Этот процесс детально изучен В.А. Дрицем на примере нефтематеринских от-



**Рис. 11.3.** Дифрактограммы ориентированных препаратов глинистой фракции ( $<0,001\text{ мм}$ ) из отложений северной части профиля по р. Терек

Препараты: а – природный воздушно-сухой, б – насыщенный глицерином, в – прокаленный до  $550^{\circ}\text{C}$ ; для обр. 1054 приведена дифрактограмма природного воздушно-сухого препарата, снятая с более медленной скоростью, чем остальные

ложений верхней юры в Северном море [Drits et al., 1997]. В нашем случае, видимо, имело место аналогичное явление. Источником  $\text{NH}_4^+$  служило как принесенное с суши растительное, так и бассейновое ОВ, обогащавшее отложения  $J_{1-2}$  на всех стратиграфических уровнях.

С присутствием  $\text{NH}_4^+$  в составе слюд, очевидно, связано пониженное в них содержание  $\text{K}^+$  ( $\sim 7\%$ ).

Интересно отметить, что полосы примерно одинаковой интенсивности, соответствующие  $\text{NH}_4^+$ , отмечаются на спектрограммах образцов как из области развития аргиллитов, так и из зоны кливажированных сланцев. Учитывая, что при переходе от аргиллитов к кливажированным породам происходила существенная перекристаллизация глинистых минералов, следует пред-



Таблица 11.1. Политипные модификации и параметры элементарных ячеек слюдястых минералов.

Номер образ-ца	Параметры элементарной ячейки				Политипные модификации слюдястых минералов и их соотношения	Свита, ярус, в которых отобраны образцы	
	$a$ , Å	$b$ , Å	$c$ , Å	$\beta$ , град.			
<b>Разрез бассейна р. Терек</b>							
<i>Северное крыло антиклинория</i>							
1415	5,2	9,01	20,04	95,8	2M <sub>1</sub>	Байос	
1623	5,2	9,015	20,09	95,8	2M <sub>1</sub>		2M <sub>1</sub> > 1M
	5,2	9,015	10,2	101,7	1M		
1624	5,2	9,014	20,9	95,8	2M <sub>1</sub>		2M <sub>1</sub> > 1M (1M дефектная)
			10,2	101,7	1M		
1413	5,19	9	20,08	95,8	2M <sub>1</sub>	1M > 2M <sub>1</sub>	
	5,19	9	10,2	101,8	1M		
1411	5,19	9	20,04	95,8	2M <sub>1</sub>	1M > 2M <sub>1</sub>	
	5,19	9	10,19	101,5	1M		
1408	5,2	9	20,07	95,7	2M <sub>1</sub>	1M > 2M <sub>1</sub>	
	5,2	9	10,19	101,5	1M		
1407	5,2	9,006	20,08	95,9	2M <sub>1</sub>	2M <sub>1</sub> > 1M	
	5,2	9,006	10,19	101,6	1M		
1406	5,196	9	20,18	95,9	2M <sub>1</sub>	2M <sub>1</sub> > 1M	
	5,196	9	10,24	101,6	1M		
1403	5,196	9	20,13	95,98		2M <sub>1</sub> >> 1M	
1401	5,196	9	20,16	95,9		2M <sub>1</sub> >> 1M	
1400	5,2	9,006	20,14	95,7		2M <sub>1</sub> >> 1M	
1398	5,196	9	20,27	95,99	2M <sub>1</sub>	следы 1M	
1391	5,2	9,006	20,14	95,7	2M <sub>1</sub>		
1477	5,2	9,006	20,14	96	2M <sub>1</sub>		
1476	5,21	9,02	20,06	95,9	2M <sub>1</sub>		
1475	5,2	9	20,11	95,9	2M <sub>1</sub>		
<i>Ядро антиклинория (разрез по р. Кистинка)</i>							
1132	5,2	9	20,08	95,8	2M <sub>1</sub>	Кистинская	
	5,2	8,9	20,08	95,8	2M <sub>1</sub> – примесь парагонита		
1127	5,2	9	20,09	95,9	2M <sub>1</sub>		
	5,2	8,9	20,09	95,9	2M <sub>1</sub> – примесь парагонита		
1037	5,2	9	20,08	95,8	2M <sub>1</sub>		
	5	8,9	20,08	95,8	2M <sub>1</sub> – примесь парагонита		
1058	5,19	9	20,05	95,9	2M <sub>1</sub>		
1055	5,2	9	20,08	95,8	2M <sub>1</sub> – мусковит		
	5,14	8,9	19,36	95,1	2M <sub>1</sub> – парагонит		
1054	5,2	9	20,08	95,8	2M <sub>1</sub> – мусковит		
	5,14	8,9	19,36	95,1	2M <sub>1</sub> – парагонит		
<i>Южное крыло антиклинория</i>							
1362	5,196	9	20,16	95,8	2M <sub>1</sub>	Циклаурская	
1363	5,2	9,016	20,09	96	2M <sub>1</sub>		
1364	5,207	9,018	20,12	95,8	2M <sub>1</sub>		
1343	5,22	9,042	20,06	95,8	2M <sub>1</sub>	Циклаурская вулканогенный горизонт	
1345/1	5,217	9,035	20,01	95,7	2M <sub>1</sub>		
1346	5,217	9,036	20,06	95,8	2M <sub>1</sub>		
1347	5,217	9,036	20,05	95,8	2M <sub>1</sub>		
1351	5,211	9,026	20,1	96	2M <sub>1</sub>	Казбекская	
1353	5,21	9,024	20,05	95,8	2M <sub>1</sub>		
1359	5,207	9,018	20,12	95,7	2M <sub>1</sub>		
1360	5,21	9,03	20,1	96	2M <sub>1</sub>		
1381	5,2	9,01	20,1	96	2M <sub>1</sub>	Гудошаурская	
1382	5,203	9,012	20,13	95,9	2M <sub>1</sub>		2M <sub>1</sub> > 1M
	5,203	9,012	10,21	101,05	1M		
1383	5,204	9,015	20,08	95,8	2M <sub>1</sub>	2M <sub>1</sub> > 1M	
	5,204	9,015	10,12	95,8	2M <sub>1</sub>		

Продолжение таблицы 11.1

Номер образца	Параметры элементарной ячейки				Политипные модификации слюдястых минералов и их соотношения	Свита, ярус, в которых отобраны образцы	
	a, Å	b, Å	c, Å	β, град.			
1367	5,2	9,006	20,16	95,9	2M <sub>1</sub>	Казбекская (южный выход)	
1369	5,2	9,01	20,17	96	2M <sub>1</sub>		
1379	5,2	9,006	20,17	95,8	2M <sub>1</sub>	Бусарчильская	
	5,2	8,9	20,17	95,8	2M <sub>1</sub> – следы парагонита		
1374	5,203	9,012	20,14	95,9	2M <sub>1</sub>		
<b>Разрез по р. Чантыргун</b>							
826	5,21	9,03	20,14	95,7	2M <sub>1</sub>	Бат	
			10,23	101,27	1M		2M <sub>1</sub> > 1M
833	5,21	9,03	20,1	95,77	2M <sub>1</sub>	Байос	
			10,21	101,17	1M		2M <sub>1</sub> > 1M
824	5,21	9,02	20,1	95,68	2M <sub>1</sub>	Байос	
			10,18	101,26	1M		2M <sub>1</sub> > 1M
815	5,21	9,02	20,15	95,7	2M <sub>1</sub>	Аален	
			10,23	101,4	1M		2M <sub>1</sub> > 1M
788	5,21	9,02	20,15	95,79	2M <sub>1</sub>	Аален	
			10,21	101,26	1M		2M <sub>1</sub> > 1M
770	5,21	9,02	20,14	95,77	2M <sub>1</sub>	Аален	
			10,23	101,32	1M		2M <sub>1</sub> > 1M
759	5,21	9,02	20,15	95,7	2M <sub>1</sub>	Аален	
			10,24	101,22	1M		2M <sub>1</sub> > 1M
755	5,21	9,03	20,08	95,72	2M <sub>1</sub>	тоар	
			10,19	101,18	1M		2M <sub>1</sub> > 1M
735	5,21	9,03	20,12	95,75	2M <sub>1</sub>	Верхний плинсбах	
730	5,21	9,03	20,1	95,75	2M <sub>1</sub>		
<b>Разрез по р. Аварское Койсу</b>							
680	5,19	9	10,14	101,5	1M	Цудахарская	
	5,19	9	20,1	96	2M <sub>1</sub>		1M >> 2M <sub>1</sub>
678	5,19	9	10,15	101,5	1M, незначительная примесь слюды 2M <sub>1</sub> и каолинита с b=8,94		
287	5,19	9	10,18	101,1	1M	Игатлинская	
	5,19	9	20,09	95,7	2M <sub>1</sub>		1M > 2M <sub>1</sub>
46	5,19	9	10,18	101,6	1M	Батлухская	
	5,19	9	20,08	95,9	2M <sub>1</sub>		1M > 2M <sub>1</sub>
44	5,19	9	10,15	101,3	1M	Тлянубская	
	5,19	9	20,08	95,7	2M <sub>1</sub>		1M~2M <sub>1</sub> ; примесь каолинита с b=8,94
51	5,19	9	20,07	95,8	2M <sub>1</sub>	Игорская	
	5,18	8,98			1Md		2M <sub>1</sub> >1Md
37	5,19	9	20,05	95,7	2M <sub>1</sub>	Ратлубская	
	5,19	9	10,15	101,2	1M		2M <sub>1</sub> >1M
675	5,19	9	20,07	95,7	2M <sub>1</sub>	Ратлубская	
	5,19	9	10,14	101,6	1M		2M <sub>1</sub> ~1M
674	5,19	9	20,09	95,7	2M <sub>1</sub>	Ратлубская	
	5,19	9	10,15	101,5	1M		2M <sub>1</sub> ~1M
33	5,19	8,99	20,08	95,9	2M <sub>1</sub>	Верхний плинсбах	
32	5,19	8,98	20,08	95,8	2M <sub>1</sub>		следы 1M
29	5,19	8,99	20,09	95,8	2M <sub>1</sub>		
670	5,19	8,99	20,09	95,7	2M <sub>1</sub>		
25	5,19	9	20,09	95,8	2M <sub>1</sub>		Верхний плинсбах
		8,98			2M <sub>1</sub> -небольшая примесь		
20	5,2	9,01	20,07	95,7	2M <sub>1</sub>		Верхний плинсбах
	5,18	8,98	20,11	95,4	2M <sub>1</sub>		
258	5,2	9,01	20,07	95,8	2M <sub>1</sub>	Верхний плинсбах	
		8,98			2M <sub>1</sub> -небольшая примесь		
250	5,19	9	20,07	95,8	2M <sub>1</sub>		

Окончание таблицы 11.1

Номер образца	Параметры элементарной ячейки				Политипные модификации слюдястых минералов и их соотношения	Свита, ярус, в которых отобраны образцы
	$a$ , Å	$b$ , Å	$c$ , Å	$\beta$ , град.		
243	5,2	9,01	20,05	95,7	2M <sub>1</sub>	Бежитинская
	5,19	9	10,1	101	1M	
221	5,2	9,01	20,1	95,8	2M <sub>1</sub>	
	5,19	9	10,1	101	1M	
<b>Бассейн р.Урух, р. Айгамуга, разрез у с. Фаснал</b>						
605	5,21	9,025	10,18	101,6	1M	Джимаринская
	5,21	8,94	20,07	95,9	2M <sub>1</sub>	
585	5,2	9,007	10,19	101,6	1M	Галиатская
		8,934	20,1	95,8	2M <sub>1</sub>	
565	5,2	9	10,19	101,8	1M	Мизурская (фараскатские слои)
	5,2	9	20,07	96	2M <sub>1</sub>	
560	5,2	9	10,17	101,8	1M	1M>2M <sub>1</sub>
	5,2	9	20,07	95,9	2M <sub>1</sub>	
<b>Разрез южного склона г. Мацута</b>						
1434	5,2	9,002	20,17	95,8	2M <sub>1</sub>	Галиатская
1422	5,2	9,003	20,17	95,8	2M <sub>1</sub>	следы 1M Мизурская

полагать, что этот процесс также сопровождался вхождением  $\text{NH}_4^+$  в структуру новообразованной слюды.

*Хлорит* является вторым по распространенности глинистым минералом после слюдястых минералов. Содержание его в породах профиля меняется достаточно закономерно. На рис. 11.1 показаны соотношения хлорита и слюдястых минералов в разных частях разрезов, представленные в виде отношения величин интенсивности 7 и 10 Å рефлексов ( $I_{\text{хл}}/I_{\text{сл.}}$ ). В пределах северного разреза, за исключением трех образцов из низов ларской свиты, где хлорит доминирует, практически повсеместно он находится в подчиненных количествах. В самой верхней части разреза – там, где в ааленских отложениях появляется каолинит, количество хлорита сокращается, и в некоторых образцах он полностью вытесняется каолинитом.

Особое положение занимают отложения кистинской свиты, в которых хлорит либо отсутствует вовсе, либо находится в резко подчиненных количествах.

Иначе ведет себя хлорит в отложениях южного крыла: в породах циклаурской свиты он повсеместно преобладает, причем в прослоях глинистых сланцев из вулканогенно-осадочной толщи его количество существенно возрастает. В средней части южного разреза, в породах казбекской и гудошаурской свит соотношение слюды и хлорита бывает различным, с преобладанием то одного, то другого минерала. В верхней части разреза наблюдается преобладание слюды над хлоритом. Как видим, максимальные содержания хлорита присущи глинистым сланцам из вулка-

ногенно-осадочной толщи. Причем они здесь оказываются достаточно термостойкими: если во всех других случаях при прокаливании образцов до 550°C 7 Å рефлекс почти исчезает (остаются очень слабые пики), то хлорит из этих сланцев, хотя и демонстрирует уменьшение интенсивности 7 Å рефлекса при  $t = 550^\circ\text{C}$ , но все же остается вполне отчетливо выраженным, достигая 0,5–0,8 от интенсивности 14 Å рефлекса (см. рис. 11.2, обр. 1343).

Как и в случае слюд, вдоль профиля меняется окристаллизованность хлорита. При этом пределы вариаций ИК заметно ниже (~0,2–0,25), чем у слюдястых минералов. В целом окристаллизованность слюд и хлорита изменяется в одном направлении, что хорошо видно на рис. 11.4, а, построенном для северного разреза; для южного разреза (см. рис. 11.4, б) изменения ИК незначительны, и точки, соответствующие усредненным значениям ИК по разным свитам, занимают компактное поле.

В тех случаях, когда по дифрактограммам порошков можно было установить для хлорита значения  $d(060)$ , полученные результаты свидетельствовали о том, что параметр  $b$  варьирует в пределах 9,26–9,32 Å. При этом отчетливых закономерных изменений его по профилю не отмечено, что, возможно, связано с недостаточным числом определений и обусловлено также рядом методических трудностей.

Установление политипии хлорита представляет определенную сложность из-за постоянного присутствия в образцах слюдястых минералов, рефлекс которых накладываются на характеристические рефлекс хлорита для разных политип-

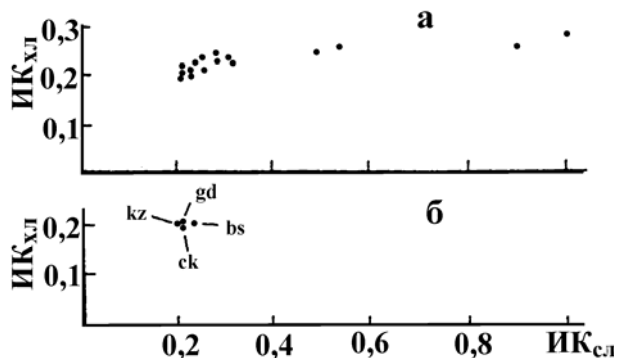


Рис. 11.4. Соотношения индексов кристалличности слюды и хлорита для северной (а) и южной (б) частей профиля, построенных соответственно по данным для индивидуальных образцов (а) и по усредненным величинам ИК для разных свит (ск – циклаурской, kz – казбекской, gd – гудошаурской, bs – бусарчильской)

Таблица 11.2. Химический состав хлорита

Оксиды	Циклаурская свита, жилки с кварцевым и хлоритовым заполнением (р. Терек)		Верхний тоар, оолиты (р. Урух)
	обр. 1343	обр. 1344	обр. 615
SiO <sub>2</sub>	23,83	25,82	29,91
TiO <sub>2</sub>	Нет	Нет	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,89	21,44	22,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,2	10,32	9,29
FeO	17,71	14,38	20,08
MnO	1,47	0,61	0,01
CaO	1,69	0,31	0,17
MgO	13,06	16,55	4,28
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,11	0,27
K <sub>2</sub> O	0,07	0,17	0,87
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	Нет	2,4
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,37	10,05	10,18
CO <sub>2</sub>	Нет	Нет	Нет
С <sub>орг</sub>	"	"	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	"	0,06
Сумма	99,9	99,66	100,2

ных его модификаций. Достаточно уверенно можно судить о политипии только там, где наблюдается резкое преобладание хлорита над слюдой. Так, в породах циклаурской свиты достаточно уверенно устанавливается политипная модификация хлорита *Ib* (рефлексы 2,59; 2,54; 2,42; 2,39; 2,25 Å [Haues, 1970]). В кварцевых жилках альпийского типа (циклаурская и казбекская свиты) встречаются обильные выделения хлорита, который тоже легко идентифицируется как *Ib*. Учитывая, что эта разновидность хлорита является наиболее устойчивой для пород, сформированных в условиях повышенных давлений и температур, можно достаточно уверенно говорить о распространении хлорита *Ib* в пределах области развития кливажа. О химическом составе хлорита этой зоны до некоторой степени можно судить по составу хлорита из альпийских жилков (табл. 11.2, обр. 1343, 1344). Гораздо сложнее установить характер политипных модификаций хлорита в аргиллитах северной части профиля, наименее измененных постдиагенетическими процессами, где среди глинистых минералов преобладает гидрослюда. В разновозрастных отложениях из других районов Центрального Кавказа, находящихся примерно на той же стадии вторичных преобразований, отобраны образцы диагенетических оолитов, сложенных хлоритом [Гаврилов, 1987]. Этот хлорит достаточно уверенно диагностируется как относящийся к политипной модификации *Ib*. Причем он, видимо, представляет собой смесь политипов *Ib* ( $\beta = 97^\circ$ ) и *Ib* ( $\beta = 90^\circ$ ), так как в характеристической области наблюдаются рефлексы, типичные как для одной, так и для другой разновидности.

Приведенные данные о политипии и химическом составе хлорита касаются прежде всего

сравнительно крупных аутигенных диагенетических образований, в то время как в аргиллитах содержится обломочный хлорит, который может существенно отличаться от аутигенного. К сожалению, вопрос о типе хлорита в глинистых породах этой части разреза остается открытым.

В пределах северной части профиля область перехода от аргиллитов к глинистым сланцам представляет особый интерес, так как в ней, видимо, происходят наиболее существенные минеральные трансформации. Здесь, в частности, выделяется неширокая (первые километры) полоса отложений, где в слюдистых минералах по направлению к югу наблюдается заметное сокращение признаков смешанослойности. Однако эта зона отличается прежде всего тем, что в глинистых породах хлорит не диагностируется в своем обычном виде. На дифрактограммах образцов (см. рис. 11.3, обр. 1405) видно, что наряду с отражениями 001 слюды фиксируются рефлексы с межплоскостными расстояниями 7,1 Å (наиболее интенсивный) и 3,53 Å. По этим и ряду других признаков эту фазу, по мнению В.А. Дрица, можно рассматривать как бертьерин.

Необычное для изученного разреза образование встречено также в низах казбекской свиты (южная часть профиля). В одном из образцов наряду со слюдой и хлоритом присутствует упорядоченный смешанослойный минерал слюда-хлорит (рис. 11.2, обр. 1353). На дифрактограмме фиксируются рефлексы с  $d_{00l}$ , равными 12,5; 7,0 и 3,45 Å, которые являются вторым, третьим и седьмым порядком базальных отражений смешанослойного минерала слюда-

хлорит. При насыщении органическими жидкостями, а также при прокаливании образца до 400°C дифракционная картина не меняется. Очевидно, межплоскостное расстояние 12,5 Å несколько завышено за счет «затягивания» рефлексом с  $d = 14,1$  Å. После прокаливании образца при 550°C на дифрактограмме остается только отражение с  $d = 11,9$  Å. Обработка образца в кипящей 10 % HCl приводит к полному разрушению хлоритового и смешанослойного минералов, после чего на дифрактограмме фиксируется только целочисленная серия базальных отражений слюды.

В некоторых образцах, отобранных из той же части толщи, отмечается слабый рефлекс с  $d = 12,5$  Å, который, видимо, также можно связывать с присутствием примеси смешанослойного минерала этого типа.

Каолинит в породах профиля встречается только в пределах его северного края в аргиллитах средней юры и находится в подчиненном количестве по сравнению с гидрослюдой.

Помимо глинистых минералов в сланцах местами отмечены другие аутигенные силикатные минералы. Весьма характерно для некоторых горизонтов кистинской свиты появление в них андалузита (хиастолита). Его кристаллы размером от 0,3 до 1,5 мм обычно образуют обильную вкрапленность в сланцах с примесью углистого материала. Помимо андалузита в тех же горизонтах иногда встречается Mg-кордиерит.

В нижней части кистинской свиты, в относительной близости от контакта с гранитогнейсами дарьяльского массива, в одной из глинистых пачек обнаружены выделения кристаллов хлоритоида, особенно обильные в мелких (1–2 мм) трещинках, пересекающих глинистые сланцы.

На дифрактограммах фракции <0,001 мм иногда отмечаются рефлексы, свидетельствующие о присутствии в ней примеси полевых шпатов. Эти рефлексы становятся более отчетливо выраженными в направлении увеличения степени вторичных преобразований пород, т.е. в южном направлении. Максимальные количества полевых шпатов отмечены в горизонтах глинистых сланцев из вулканогенно-осадочной толщи; судя по данным химического анализа, они представлены здесь натриевыми разностями. Сходным образом ведет себя аутигенный кварц – его рефлексы на дифрактограммах становятся наиболее отчетливыми в зоне наиболее интенсивного кливажа.

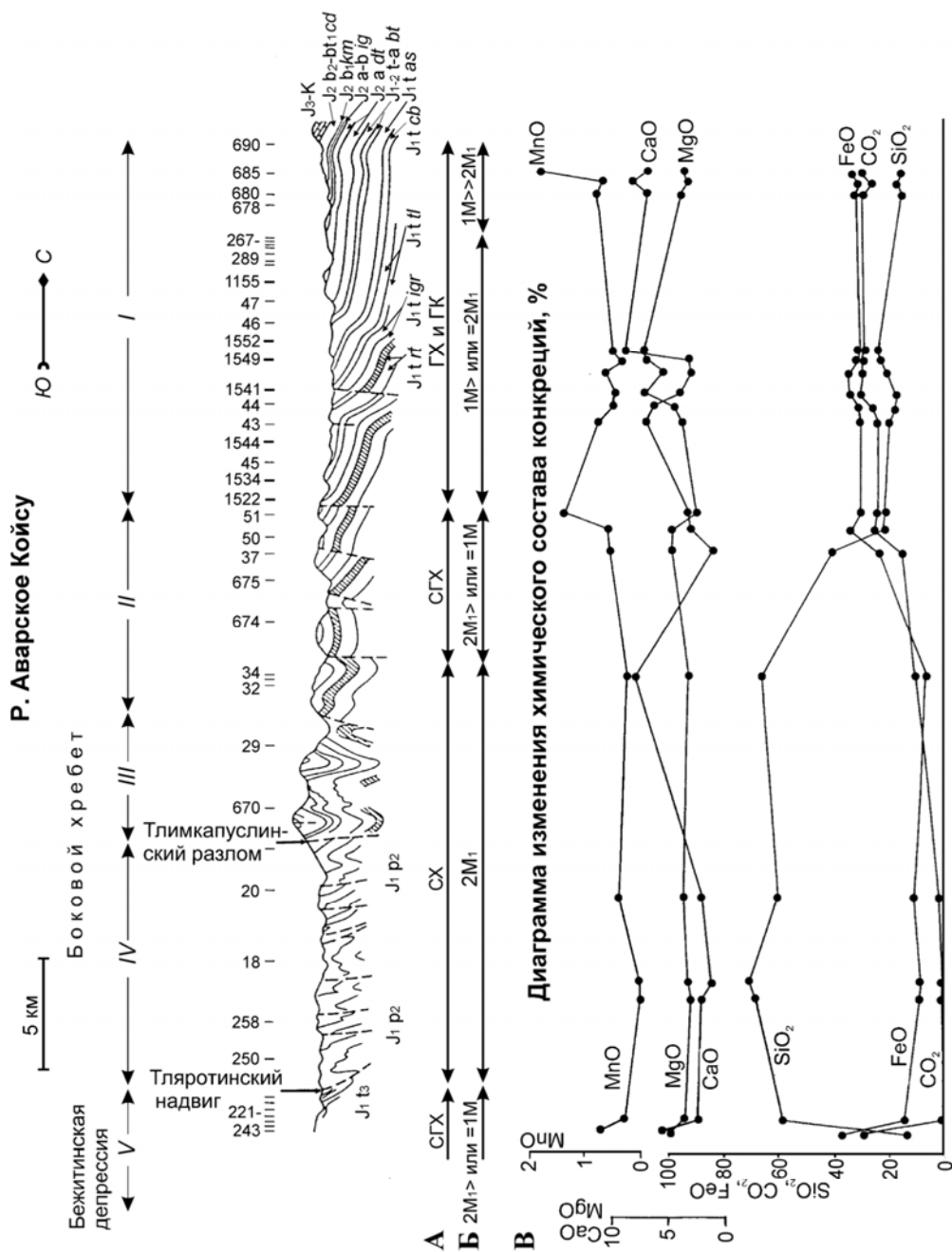
*Распределение глинистых минералов в отложениях по р. Аварское Койсу.* Исследование глинистых минералов из разных частей разреза и

профиля (изучено около 90 образцов) показывает, что в целом здесь развиты те же минералы из группы слоистых силикатов, что и в разрезе по р. Терек. Здесь также намечаются вполне закономерные тенденции их распределения на площади и по разрезу.

В отложениях профиля устанавливается отчетливая смена ассоциаций глинистых минералов (рис. 11.5). Так, в пределах весьма широкой (в отличие от профиля по р. Терек) зоны моноклиналиного залегания слоев, где воздействие на породы вторичных изменений было сравнительно невелико, устанавливаются гидрослюда-хлоритовая, гидрослюда-каолинитовая и смешанная гидрослюда-хлорит-каолинитовая ассоциации глинистых минералов. Для отложений различных свит в основном характерны свои ассоциации и, как видно из рис. 11.5, 11.6, 11.7, соотношение глинистых минералов в разрезе тоара – бата заметно меняется. Прежде всего обращает на себя внимание обогащение глинистых пород верхов тоара и аалена каолинитом. В ратлубской и игорской свитах каолинит не отмечен; в отложениях глянубской свиты он фиксируется на некоторых интервалах в ассоциации с хлоритом и гидрослюдой; в цекобской и низах ассабской свит каолинит преобладает над хлоритом или даже вытесняет его. В верхах ассабской и батлукской свит отмечена только гидрослюда-каолинитовая ассоциация, а хлорит, если и появляется, то в виде незначительной примеси; причем в верхней части батлукской свиты количество каолинита максимальное во всем разрезе. В датунской свите опять фиксируется каолинит-хлорит-гидрослюдистая ассоциация с постепенным нарастанием содержания хлорита к верхам разреза свиты. В игатлинской, кумухской и цудахарской свитах фиксируется уже исключительно хлорит-гидрослюдистая ассоциация, которая сохраняется до верхов разреза  $J_{1,2}$ . Содержание гидрослюды достигает максимальных величин в низах разреза – в ратлубской свите и постепенно уменьшается вверх по разрезу (см. рис. 11.5); в цудахарской свите хлорит начинает преобладать над слюдистыми минералами.

Для оценки изменения состава глинистых пород на площади нами был изучен также разрез игатлинской свиты у с. Ирганай, расположенный в 25–30 км к северо-востоку от с. Датун. Установлено, что в обоих разрезах присутствуют гидрослюда, хлорит и дефектный хлорит, т.е. ассоциация глинистых минералов достаточно устойчива на площади.

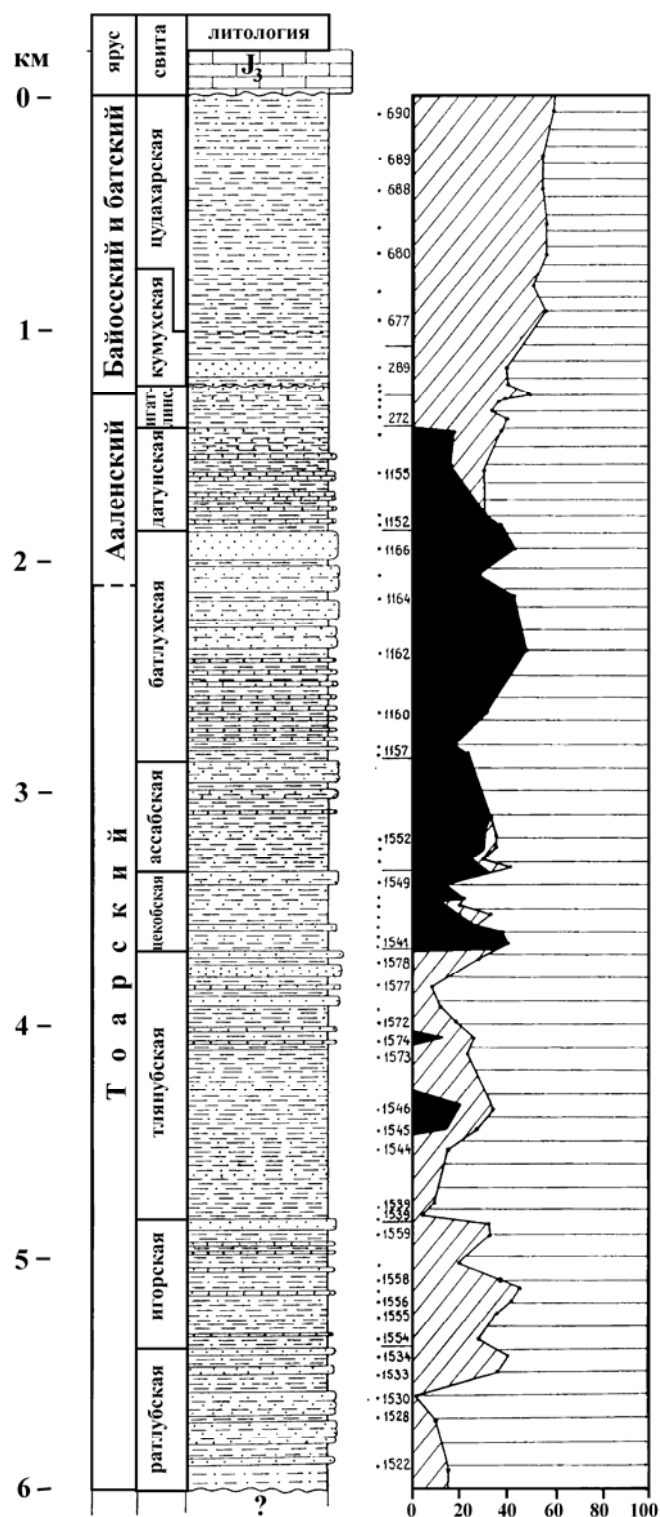
Сравнительно разнообразный набор глинистых минералов в отложениях моноклинали при



**Рис. 11.5.** Геологический профиль через поле развития ниже- и среднеюрских отложений Дагестана по долине р. Аварское Койсу (построен А.И. Гушиным) и характерные для них ассоциации глинистых минералов (А), полициклическая модификация слоистых минералов (Б); диаграмма изменения химического состава конкреций из глинистых отложений (В)

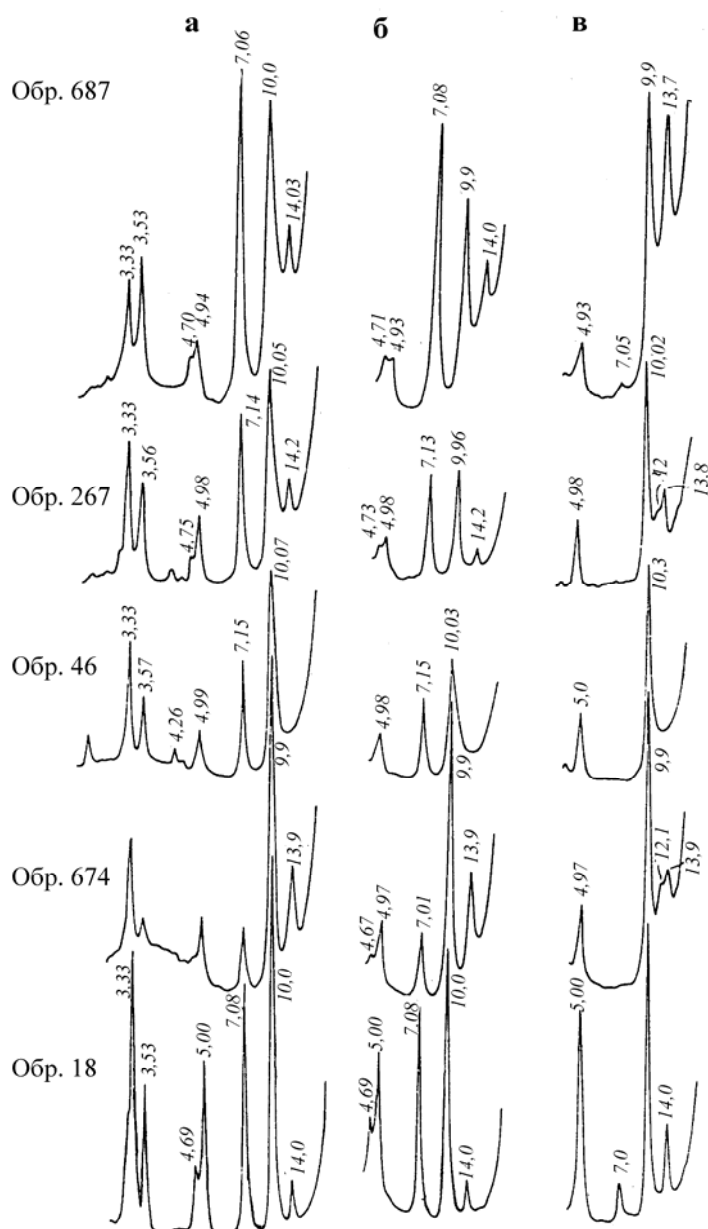
I-V – зоны, характеризующие различную степень дислокации слоев: I – моноклираль, II – коробчатые складки и крутые флексуры, III – прямые дугообразные складки, IV – острые наклонные и опрокинутые складки, V – дугообразные складки. Штриховкой показан горизонт разновозрастных отложений. Свиты: rt – ратлубская, igr – игорская, tl – тлянубская, cb – цебская, as – асбская, bt – батлубская, km – кумухская, cd – цудлахарская. Ассоциации глинистых минералов: GK – гидрослюда-каолинитовая, GX – серицит-гидрослюда-хлоритовая, CGX – серицит-гидрослюда-хлоритовая, SX – серицит-хлоритовая

## р. Аварское Койсу



**Рис. 11.6.** Литолого-стратиграфическая колонка ниже- и среднеюрских отложений долины р. Аварское Койсу в зоне моноклиального залегания слоев (вне зоны интенсивных вторичных преобразований) и распределение в них основных породообразующих глинистых минералов

Условные обозначения см. рис. 10.1



**Рис. 11.7.** Дифрактограммы ориентированных препаратов глинистой фракции ( $<0,001\text{ мм}$ ) из отложений профиля по р. Аварское Койсу

Обр. 18 – средний лейас, зона острых наклонных и опрокинутых складок; обр. 674 – нижний – средний тоар, зона коробчатых складок; моноклиальная зона: обр. 46 – батлукская свита, обр. 267 – игатлинская свита, обр. 687 – цудахарская свита.

Препараты: а – природный воздушно-сухой, б – насыщенный глицерином, в – прокаленный до  $550^{\circ}\text{C}$

переходе к зоне развития кливажа и складчатых деформаций сменяется однотипной гидрослюда (серицит)-хлоритовой ассоциацией; ни в одном из анализировавшихся образцов каолинит не обнаружен. Здесь серицит или гидрослюда являются ведущими минералами, лишь в единичных образцах преобладает хлорит; причем для отложений южной части Агвали-Хивской СФЗ и для глинистых отложений бежитинской свиты также характерна гидрослюда-хлоритовая ассоциация.

Анализ особенностей гидрослюд и серицитов в пределах профиля показывает, что число смектитовых слоев в них не остается постоянным. В тоарских и среднеюрских отложениях моноклиальной зоны в гидрослюдах обычно содержится около 5–10 % смектитовых слоев, в единичных пробах до 15 %, встречаются также разности, где содержание разбухающих слоев менее 5 %; причем определенной закономерности изменения их количества сверху вниз по разрезу не обнаруживается. Следу-



ет отметить, что в пределах свит распространены слюдястые минералы, схожие по содержанию разбухающего компонента. Например, в аргиллитах игатлинской свиты этот компонент составляет не менее 5–10 %, в то же время в цудахарской и батлукской свитах отмечены единичные образцы с содержанием разбухающих межслоев менее 5 %.

К югу от моноклиальной зоны, по мере перехода к зонам все более усиливающимся складчатых деформаций (см. приложение, фототаблицы 9 и 10) и развития кливажа, наблюдается закономерное уменьшение количества разбухающих слоев, причем довольно быстрое. Так, в отложениях северной части зоны флексур (см. приложение, фототаблица 9) и коробчатых складок распространены серициты с содержанием разбухающего компонента <5 %, в южной ее части, по мере приближения к зоне дугообразных складок, он исчезает вовсе. Отметим, что приблизительно на том же уровне (несколько южнее) намечается также исчезновение слюды политипной модификации 1М. В пределах зон дугообразных и острых наклонных складок (см. приложение, фототаблица 10) распространены неразбухающие серициты. Таким образом, уже в пределах южной части Агвали-Хивской СФЗ формируется ассоциация глинистых минералов, широко распространенная в расположенной к югу Метлюта-Ахтычайской СФЗ.

Южнее антиклинория Бокового хребта (соответственно, к югу от Метлюта-Ахтычайской СФЗ), в пределах Бежитинской депрессии развиты глинистые породы, в которых встречаются как серициты с содержанием разбухающих слоев <5 %, так и гидрослюды, где их содержание составляет 5–10 %, в одном образце даже 10–15 %.

Вполне отчетливая тенденция обнаруживается в изменении политипных модификаций гидрослюды по разрезу  $J_{1-2}$ . Как видно из табл. 11.1 и рис. 11.5, в самых его верхах устанавливается подавляющее преобладание политипа 1М. Вниз по разрезу происходит постепенное увеличение количества слюды модификации 2М<sub>1</sub>. В пределах моноклиальной зоны эта тенденция прослеживается соответственно с увеличением возраста пород. В зонах усиливающейся складчатости увеличение количества политипа 2М<sub>1</sub> наблюдается уже в одновозрастных тоарских отложениях по мере роста степени их смятия и усиления интенсивности кливажа; причем в наиболее дислоцированных и кливажированных тоарских породах установлен только политип 2М<sub>1</sub>.

В среднелейасовой толще, подвергавшейся максимальному смятию и где развит наиболее интенсивный кливаж (см. приложение, фототаблица 10), распространены серициты только по-

литипа 2М<sub>1</sub>. Именно здесь в глинистых сланцах в ряде образцов установлено присутствие двух фаз серицита с несколько различающимися параметрами элементарной ячейки.

В отложениях бежитинской свиты присутствует смесь гидрослюды политипных модификаций 1М и 2М<sub>1</sub> (преобладает 2М<sub>1</sub>).

В табл. 11.3 приведен химический состав серицитовой и гидрослюды фаз из фракции <0,001 мм. Видно, что переход от тоарских и ааленских отложений к среднелейасовым, т.е. от аргиллитов к глинистым сланцам, сопровождается увеличением содержания в минералах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; менее рельефно выражено увеличение Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, напротив, уменьшается количество MgO, FeO, H<sub>2</sub>O; о содержании SiO<sub>2</sub> судить сложнее, поскольку вместе с гидрослюдой и серицитом в образцах присутствует некоторая примесь кварца. Как видно из табл. 11.1, практически во всех образцах присутствуют по две разновидности гидрослюды и серицита – в одних случаях смесь политипов 1М и 2М<sub>1</sub>, а в других – двух фаз 2М<sub>1</sub>, в связи с чем расчет кристаллохимических формул нецелесообразен.

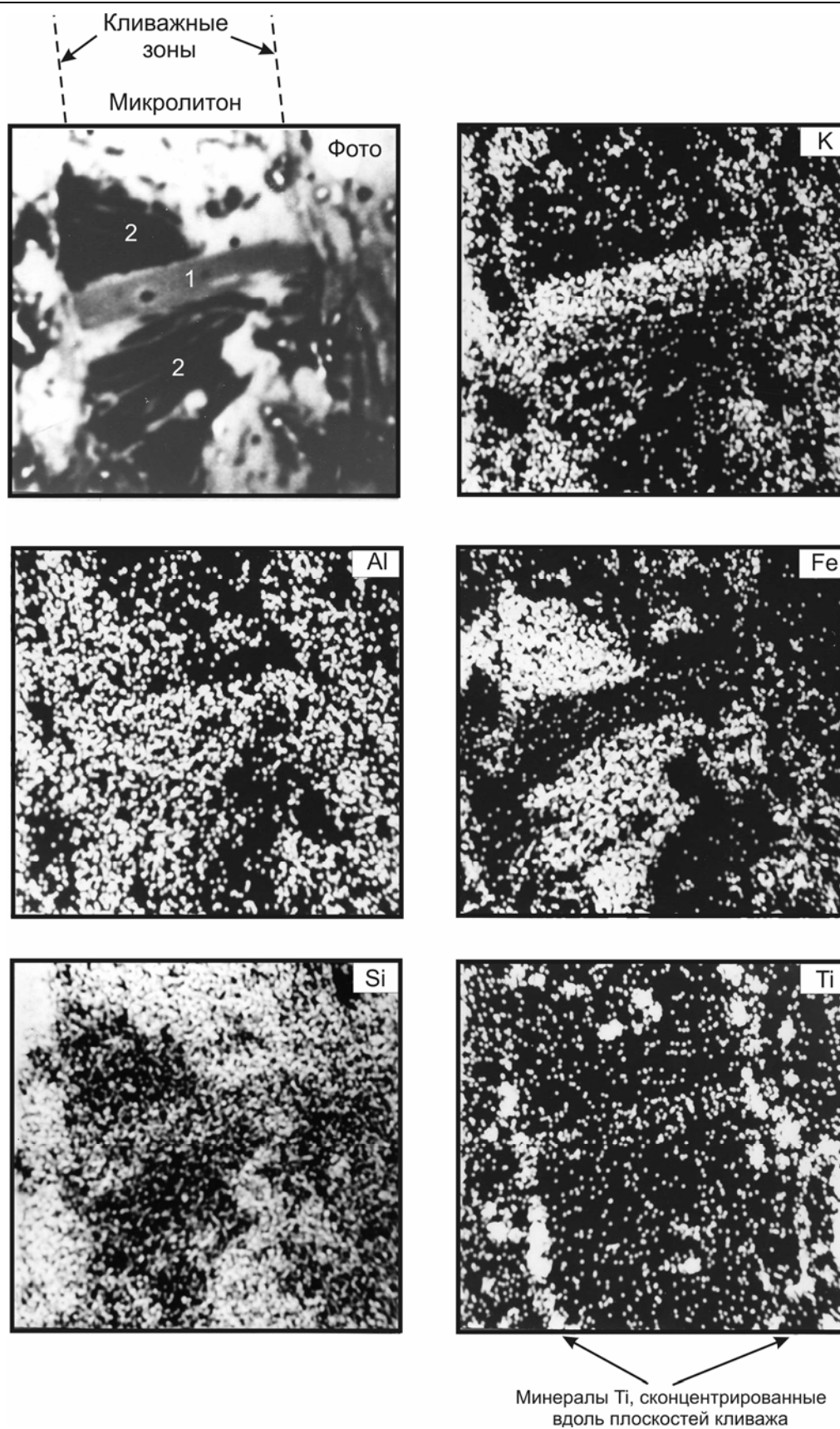
Обращает на себя внимание несколько заниженное количество К в составе слюдястых минералов при одновременном увеличении содержания Na, особенно в нижней, среднелейасовой части разреза. По-видимому, происходит замещение части калия натрием, т.е. осуществляется процесс парагонитизации серицита. В ряде образцов это явление находит свое отражение в смещении рефлекса  $d_{001}$  в область больших углов: он изменяется от 10,00 до 9,8–9,90 Å. Часть калия, как и в разрезе по р. Терек, видимо замещается аммонием.

По всей вероятности, параллельно с изменением гидрослюды в разрезе происходит смена политипных модификаций и у хлорита по схеме, схожей с установленной на примере других регионов [Карпова, 1972 и др.]. Однако постоянное присутствие в образцах гидрослюды, мешающей определению политипии хлорита, не позволило как и в разрезе по р. Терек установить точные соотношения разных модификаций хлорита.

Вместе с тем, рентгеновское изучение образцов дает возможность охарактеризовать структурные особенности хлорита в разных частях разреза  $J_{1-2}$ . Для этого было получено несколько рентгенограмм порошковых препаратов глинистых фракций. В результате установлено изменение параметра  $b$  элементарной ячейки хлорита от 9,24 Å для образцов среднеюрских отложений (обр. 287, 680, 690) до 9,29–9,30 Å для среднелейасовых отложений (обр. 20, 25, 258). Выявленная тенденция может свидетельствовать об увеличении степени железистости хлорита в изу-

**Таблица 11.3.** Химический состав серицитовой и гидрослюдистой фазы фракции <0,001 мм глинистых отложений в разрезе р. Аварское Койсу, %

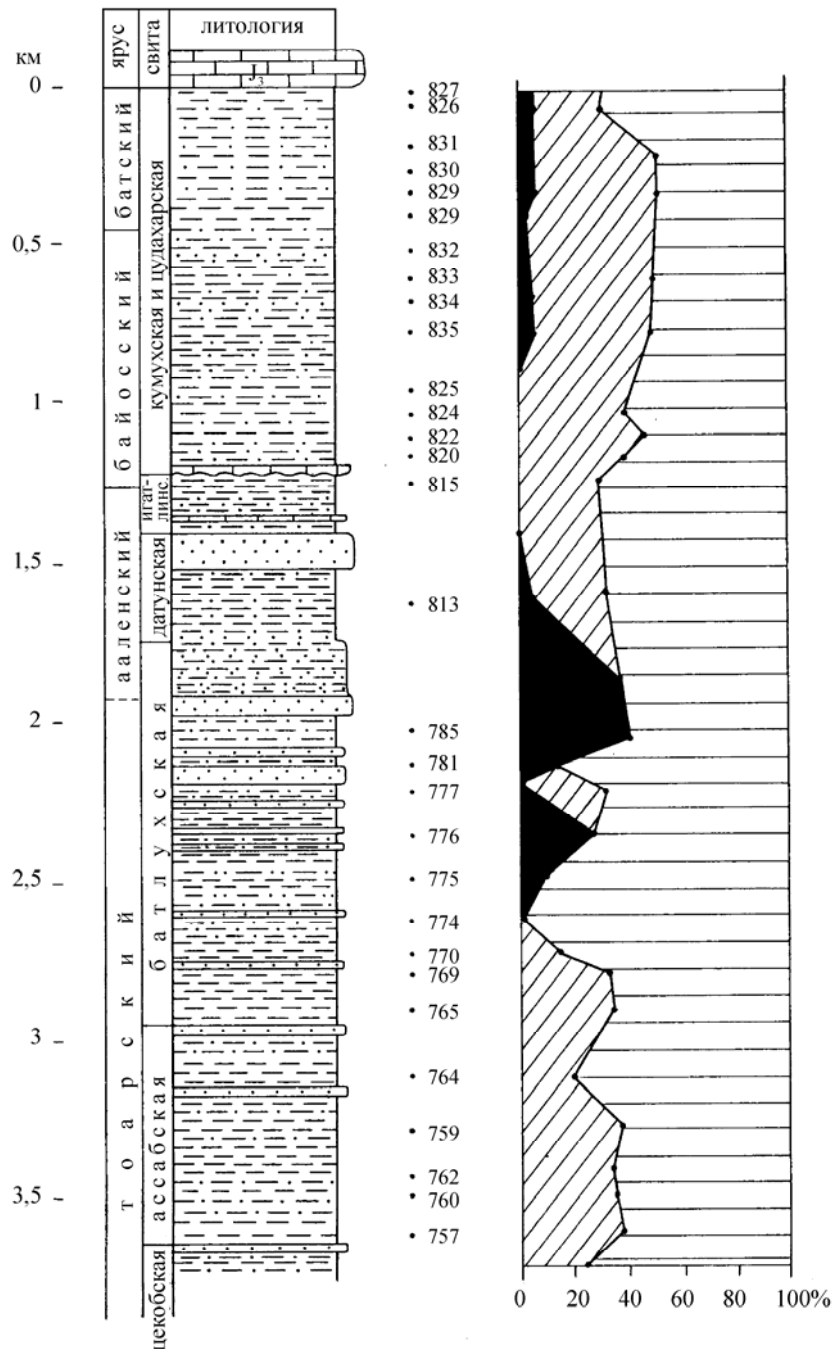
Номер образца	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	C <sub>орг</sub>	Сумма	Свига, ярус, из которых отобраны образцы
287	57,6	20,6	0,9	1,71	0,5	Нет	0,72	1,54	0,04	0,62	5,13	5,38	3,03	2,23	99,93	Игатлинская
44	52,8	24,3	0,73	0,84	0,2	"	0,53	1,42	0,11	1,35	4,58	7,08	2,77	1,22	97,65	Верхний тоар моноклиальной зоны
51	52,9	24,5	0,95	0,9	0,31	"	0,4	1,62	0,05	1,05	4,85	7,93	2,28	1,19	98,94	Средний тоар моноклиальной зоны
37	52,5	23,7	0,98	0,79	0,77	"	0,69	1,35	0,04	0,49	6,32	6,84	1,86	1,25	97,65	Средний тоар зоны коробчатых складок
25	53,8	28,5	1,12	0,83	0,27	"	Нет	0,56	Нет	1,86	5,13	6,07	Нет	0,72	98,82	Средний лейас
20	53,5	28,3	1,11	0,72	Нет	"	0,18	0,32	"	2,2	4,58	6,75	0,63	0,83	99,14	–
258	47,2	29,7	1,15	0,61	0,29	"	0,09	1,38	0,03	1,86	5,54	8,33	0,69	2,54	99,41	"
250	54	25,2	1,04	1,57	Нет	"	0,19	1,24	0,02	1,69	5,13	8,06	0,16	1,83	100,1	"
243	55	25	0,99	1,23	0,16	"	0,53	1,11	0,07	0,84	4,9	6,32	2,32	1,7	99,52	Бежитинская
221	54,5	27,7	0,59	0,85	0,16	"	0,17	1,43	0,06	1,2	4,85	4,41	2,2	0,52	98,68	"



**Рис. 11.8.** Распределение некоторых петрогенных элементов в листочке гидрослюда (1) и в образующемся по ней хлориту (2). Сторона квадрата – 200 мкм. Результаты получены на микрозонде «Camebax»



## р. Чантыаргун



**Рис. 11.10.** Литолого-стратиграфическая колонка ниже- и среднеюрских отложений долины р. Чантыаргун (Чечня) (вне зоны интенсивных вторичных преобразований) и распределение в них основных породообразующих глинистых минералов

Условные обозначения см. рис. 10.1

ченном разрезе от менее к более измененным ката- и метагенетическими процессами породам. Те же дифрактограммы позволяют судить об отсутствии существенных изменений параметра  $b$  слюд, что согласуется с данными электрографических исследований.

Об относительно высокой железистости хлорита свидетельствуют также данные, полученные при микронзондовом анализе глинистых сланцев с алевритовой примесью. На рис. 11.8 показано распределение элементов в слюдяной частице и в развивающемся по листочкам расщепленной

слюды хлорите. Сравнение их показывает, что относительно слюды в хлорите заметно падает содержание К, а также несколько уменьшается количество SiO<sub>2</sub>, вместе с тем довольно существенно возрастает содержание Fe.

*Распределение глинистых минералов в отложениях профиля по р. Чантыаргун.* Схожая картина распределения глинистых минералов установлена в разрезе J<sub>1-2</sub> вдоль профиля по долине и прилегающим территориям р. Чантыаргун (Чечня) (рис. 11.9. и 11.10. Здесь также отчетливо выделяются две части – северная, (примерно отвечающая северной части Агвали-Хивской СФЗ), где минеральный состав пород несет на себе следы формирования в различных седиментационных обстановках, и южная, в которой развиты минеральные ассоциации, возникшие в результате интенсивных вторичных преобразований. Северная часть разреза здесь значительно уже, чем в бассейне р. Аварское Койсу, хотя сопоставима с таковой в разрезе по р. Терек. Причем настоящей моноклинали, в том виде, в каком она существует на Аварском Койсу, здесь нет; слои в основном смяты в широкие открытые складки, осложненные разрывами и только на севере байосбатские отложения образуют крутую моноклинал с падением слоев в северных румбах.

Как видно из рис. 11.9 и 11.10 в тоар-батских отложениях северной зоны распределение глинистых минералов вполне закономерно. В целом минеральные ассоциации здесь такие же, как и в разрезах Терека и Аварского Койсу, но их распределение характеризуется своими специфическими чертами. Так, каолинит в этом районе присутствует в существенных количествах только в отложениях батлукской свиты и в виде второстепенной примеси в датунской. Относительно незначительное его количество появляется в аргиллитах верхнего байоса и бата.

Следует отметить, что распределение в разрезе хлорита и слюдистых минералов также варьирует, что устанавливается по соотношению интенсивностей 7 Å и 10 Å рефлексов. По крайней мере от отложений верхнего тоара к бату проис-

ходит закономерный рост содержаний 7 Å фазы (хлорит+каолинит); причем максимум содержания слюдистых минералов наблюдается в нижней половине батлукской свиты, а в байосе и бате, как и в разрезе по р. Аварское Койсу количество слюдистых минералов уменьшается до <50 % (в более низких частях разреза такого соотношения нигде не отмечалось).

Из разреза по р. Чантыаргун электронографически были изучены 10 образцов (табл. 11.1, обр. 730–833). Полученные результаты подтверждают имеющиеся данные по другим разрезам. В частности, в отложениях вне зоны развития кливажа практически повсеместно фиксируются 2 фазы слюдистых минералов – 1М и 2М<sub>1</sub> в разных соотношениях, что подтверждается в ряде образцов данными дифрактометрии.

К югу, уже в южной части Агвали-Хивской СФЗ, обнаруживаются существенные изменения в составе глинистых пород: 1) происходит смена ассоциации гидрослюда-хлорит-каолинит, встречающихся в разных соотношениях, на серицит-хлоритовую; 2) смесь политипных модификаций слюд 1М и 2М<sub>1</sub> сменяется слюдами только политипа 2М<sub>1</sub>; 3) существенно возрастает степень окристаллизованности слюд, соответственно ИК опускается до значения 0,19–0,2, в одном образце даже до 0,15. Область наиболее резких изменений в характере глинистых минералов совпадает с зоной быстрого нарастания степени кливажированности пород: если в северной части профиля кливаж отсутствует или выражен очень слабо, то к югу он по оценке величины укорочения достигает значений 20 %, а южнее Пуйского разлома 25 %. Важно подчеркнуть, что наблюдаемые изменения происходят в одновозрастных тоарских отложениях – цекобской и ассабской свитах, отложения которых слагают полосу, шириной не менее 20 км.

Как видим, в разрезе J<sub>1-2</sub> по р. Чантыаргун в целом прослеживаются те же закономерности распределения в разрезах глинистых минералов, которые были установлены в Северной Осетии и Грузии (р. Терек) и Дагестане (р. Аварское Койсу).

## ГЛАВА 12. ФОРМИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВНЕ ЗОНЫ ИНТЕНСИВНЫХ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Существующие ныне минеральные ассоциации в отложениях вне зоны интенсивных постдиагенетических преобразований формировались под влиянием многих факторов, таких как: источники сноса материала, условия седиментации, процессы диагенеза и некоторые постдиагенетические изменения. При этом следует подчеркнуть, что глинистые минералы достаточно чутко реагировали на фациальную обстановку образования отложений. Наиболее отчетливо это проявляется в толщах глинистых пород Лабино-Малкинской зоны, где вторичные процессы в минимальной степени по сравнению с другими районами воздействовали на первичный состав отложений.

Здесь, как отмечалось выше, в континентальных аргиллитах хумаринской свиты, залегающей в основании разреза, среди глинистых минералов преобладает каолинит. При образовании этих отложений с особой силой проявилось воздействие среды на глинообразование. Реконструировать условия, существовавшие при образовании озерно-болотных осадков раннеплинсбахского времени, позволяют некоторые особенности геохимического облика хумаринских аргиллитов. Эти породы обогащены  $S_{орг}$ , количество которого достигает 3–9 %, и напротив, резко обеднены Fe (0,8 %), Mn, Ca, Mg, Na; т.е. большинством катионов [Гаврилов, Лубченко, 1985]; в то же время в аргиллитах залегают прослойки конкреций и линзовидных пластов, состоящих из сидерита, который содержит в виде изоморфной примеси Mg, Mn, Ca. Очевидно, что первоначально вещество, сконцентрированное в конкрециях, было рассеяно по всему осадку, заметно повышая в нем содержание катионов, а их перераспределение произошло в результате диагенетической переработки отложений. Этому способствовала обогащенность осадков растительным органическим веществом. Его разложение приводило к накоплению в илах  $CO_2$ , различных органических кислот, что обуславливало возникновение кислой среды – явление, зарегистрированное в современных континентальных водоемах такого типа [Ковалев, 1985 и др.]. В результате железосодержащие терригенные минералы (и в первую очередь хлорит) разрушались, Fe и ряд других катионов переходили в раствор и участвовали в образовании конкреций или диффундировали в наддонную воду и удалялись из осадка. Этот процесс соз-

давал условия для обогащения ила кремнеземом и глиноземом, соответственно возникали благоприятные условия для появления аутигенного каолинита. В хумаринских аргиллитах присутствует весьма незначительная примесь хлорита, который, видимо, является остатком от более обильного количества этого минерала в первоначальном осадке. Обоснованность геохимических реконструкций в древней толще подтверждается изучением современных осадков. Процесс разрушения терригенных компонентов в четвертичных отложениях изучен П.П. Тимофеевым и Л.И. Боголюбовой [1972]. Они показали, что в торфяниках Рионского прогиба в условиях кислой среды из осадков постепенно исчезают монтмориллонит и хлорит, одновременно увеличивается содержание каолинита, иногда является свободный кремнезем, образующийся за счет разрушившихся силикатных минералов.

Хумаринские аргиллиты выделяются из всего разреза появлением только здесь слюды  $2M_1$ , в которой отсутствуют разбухающие пакеты. Объясняется это тем, что озерно-болотные отложения образовывались в результате накопления продуктов разрушения доюрского фундамента и близкого их переотложения. Незначительный перенос и быстрое захоронение способствовали хорошей сохранности слюды. Аналогичные процессы формирования ассоциации гидрослюда-каолинит с подавляющим преобладанием каолинита реализовались и в других местах распространения хумаринской свиты (например, в глинистых отложениях по р. Джаланкол в бассейне р. Кубани), а также в континентальных отложениях фытынских слоев в разрезе Восточно-Балкарской СФЗ (см. рис. 10.3)

Наступление среднетюрского времени ознаменовалось трансгрессией моря на север, затоплением обширных площадей юга Скифской плиты и образованием в пределах Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской СФЗ отложений джигитской свиты. В начале этого этапа накопление песчано-глинистых отложений происходило в пределах мелководного шельфа; сносившийся сюда материал представлял собой прежде всего продукты размыва образовавшихся ранее континентальных образований, в частности возникших в предтюрское время кор выветривания [Богатырев, Делицин, 1978 и др.]. В отложениях, обогащенных ОВ, шли интенсивные диагенетические процессы, в

том числе возникал в значительном количестве сидерит и сопутствовавший ему каолинит. Аутигенный каолинит морских осадков, вместе со снесенным с суши, обогащал нижние горизонты джигитатской свиты. Причем, поскольку в кристаллических сланцах доюрского фундамента, существенно переработанных метаморфическими процессами, каолинит отсутствует, образование его на суше связано с юрским континентальным литогенезом. В целом такой же механизм образования сходных минеральных ассоциаций был характерен для большинства сидеритоносных толщ как в пределах Центрального Кавказа, так и в зоне развития дагестанского дельтового комплекса.

По мере развития трансгрессии условия осадконакопления в водоеме менялись, отражением чего явилось уменьшение доли каолинита в осадках – к концу раннеджигитского времени его почти полностью заместил хлорит (см. рис. 10.1). Вместе с тем некоторое количество каолинита фиксируется почти во всем разрезе ниже- и среднеюрских отложений. Не исключено, что в водоем поставлялось немало этого минерала, но в условиях открытого шельфа, которые характеризовались активным гидродинамическим режимом, перемывом осадков, он оказывался неустойчивым.

Появление новой гидрослюда-хлоритовой ассоциации было обусловлено не только изменением условий седиментации, но и вовлечением в размыв новых областей сноса материала, причем значение этих источников со временем менялось. Свидетельством тому, в частности, служит распределение хлорита в джигитатской свите. Если в целом в отложениях преобладает железисто-магнезиальный хлорит, то в раннеаленское время в период падения уровня моря и образования железорудных горизонтов в результате размыва кор выветривания Малкинского серпентинитового массива глинистые осадки обогащались высокожелезистым хлоритом, как аллотигенным, так и аутигенным. В оолитах, сложенных высокожелезистым хлоритом, преобладает его политипная модификация *Ib*, характерная для образований, возникших в приповерхностных условиях осадочного чехла [Hayes, 1970]. При удалении в разрезе от интервала, обогащенного Fe, хлориты становятся железисто-магнезиальными; судя по некоторым данным, их также можно относить к политипной модификации *Ib*. Тот же тип хлорита характерен и для осадков водоема байосского времени [Гаврилов, Ципурский, 1987].

При обсуждении вопроса о формировании ассоциаций глинистых минералов и их особенностей встает вопрос о соотношении аутигенных и аллотигенных компонентов осадков. Однозначно выяс-

нить вопрос о происхождении минералов для всей толщи сложно. Вместе с тем следует отметить, что для некоторых горизонтов можно достаточно уверенно говорить о присутствии аутигенных образований. Прежде всего это касается глинистых отложений хумаринской свиты, где, как нам представляется, помимо терригенной слюды содержится значительное количество в основном аутигенного каолинита. Частично аутигенное происхождение имеет каолинит из основания тоарской толщи и сидеритоносных отложений других районов. Отметим, что очень хорошо окристаллизованный аутигенный каолинит найден в септариевых трещинках сидеритовых конкреций из верхов нижеджигитских слоев, причем вмещающие аргиллиты состоят из гидрослюда и хлорита.

Другой интервал, где диагенетические процессы протекали весьма активно, нижняя половина баксанских слоев, содержащая железорудные горизонты. Аутигенными являются железистые хлориты из оолитов хорошей сохранности, образующих редкие и маломощные (0,1–0,2 м) прослои, в отличие от оолитов гидрогетитового состава, явно принесенных из района Малкинского серпентинитового массива. Очевидно, не только хлорит образующий оолиты, является диагенетическим, но и часть хлорита из аргиллитов, особенно в интервалах, обогащенных Fe. Вместе с тем присутствие в породе в составе алевритовой примеси зерен хлорита и гидрослюда свидетельствует в пользу того, что и в составе тонкой фракции определенную роль играл также аллотигенный материал.

Диагенетические процессы ответственны также за образование смектита, который, как было показано выше, присутствует в ощутимых количествах в байосских отложениях западной части Лабино-Малкинской СФЗ (разрез г. Джангура). Некоторые пласты сложены мономинеральной смектитовой массой, которая сформировалась в диагенезе по пепловому материалу; рассеянный же вулканогенно-осадочный материал (в том числе перемытый) обусловил образование примеси смектита во вмещающих эти горизонты отложениях.

Однако несмотря на то, что процессы диагенетического аутигенного образования ряда глинистых минеральных фаз были достаточно широко распространены, поставка аллотигенного материала с суши являлась главным по объему фактором в формировании большей части глинистых толщ. Об этом, например, свидетельствуют особенности распространения в разрезах слюдистых минералов. Так, в джигитатской свите преобладает гидрослюда *1Md* (и *1M*), при переходе же к отложениям джорской свиты появляется существенная примесь слюды политипной мо-



дификации  $2M_1$ . Это обстоятельство следует связывать с некоторыми изменениями состава пород в областях сноса на севере, а также с появлением в байосе дополнительных источников на юге в результате размыва пород Кавказского острова. На появление новых источников материала указывают также данные по анализу минерального состава тяжелых фракций песчано-алевритовых пород [Безбородов, 1961]: в тоаре – аалене распространена сфен-рутил-турмалин-циркон-хлоритовая (хлорит в аалене) ассоциация, в байосе ассоциация несколько меняется и становится циркон-хлорит-биотит-гранатовой.

В пределах северной области денудации Центрального Кавказа в юрское время были развиты преимущественно породы фундамента – кристаллические сланцы, гранитоиды и др., а также континентальные образования предъюрского и раннеюрского времени, представленные терригенными и вулканогенными породами. Учитывая слабое развитие в районе континентальных отложений, следует полагать, что они (и в особенности верхнеплинсбахские и нижнетоарские отложения) к началу тоарской трансгрессии были в основном размывы и удельный вес пород доюрского фундамента в поставке материала существенно увеличился.

Для метаморфизованных доюрских пород характерно развитие слюд политипной модификации  $2M_1$ . Аналогичные слюды как раз и отмечаются в хумаринских аргиллитах, накопившихся в континентальных водоемах. Однако в морских тоар-ааленских отложениях преобладает слюда  $1Md$ , а в байосских она присутствует в количествах сопоставимых со слюдой  $2M_1$ . Некоторая часть слюды  $1Md$  могла сформироваться за счет переработки материала вулканогенной толщи (шоанская свита верхнего плинсбаха) путем последовательного образования смектит – смешанослойный минерал – гидрослюда. При этом значительная масса глинистых минералов возникла в результате переработки разрушавшегося доюрского фундамента.

Для того чтобы оценить в реальных геологических условиях возможность переработки материала, содержащего в исходном состоянии слюду  $2M_1$  была исследована взвесь из горной реки, дренирующей область развития аспидных сланцев, в составе которых присутствуют только слюда  $2M_1$  и хлорит [Гаврилов, Ципурский, 1987а]. Объектом исследования был выбран один из истоков р. Аварское Койсу в Дагестане – р. Сараор длиной около 8 км. В верхней части река течет по коренным породам, в средней и нижней частях – по аллювию, ширина реки в нижнем течении 5–8 м.

Взвесь была собрана вблизи от устья реки в последождевой период. Проведенное рентгенографическое и электронографическое изучение глинистой фракции показало, что в ее составе помимо хлорита и слюды  $2M_1$ , характерных для коренных пород водосбора, присутствует примесь слюдистого минерала  $1Md$  и каолинита. Эти компоненты взвеси образовались в процессе разрушения коренных пород, переноса материала рекой, отложения в аллювии и его перемыва, а также в развитой на аллювии и на склонах почве. В данном случае нас интересует не динамика преобразования или новообразования глинистых минералов, а конечный итоговый состав сносимой взвеси. Причем образование новых минеральных фаз в размываемом материале происходило довольно быстро.

Сравнительная быстрота (в геологическом смысле) появления гидрослюда  $1Md$  на современном этапе говорит в пользу того, что в юрское время в водоем попадала по крайней мере смесь слюд  $1Md$  и  $2M_1$ . Однако накопление материала на шельфе, его неоднократный перемыв и переотложение приводили к тому, что на некоторых интервалах (джигиатская свита) гидрослюда  $1Md$  получила преимущественное распространение.

Таким образом, из рассмотренных данных следует, что аутигенное минералообразование было процессом, контролировавшимся прежде всего фаціальными особенностями осадконакопления (континентальные, прибрежные фации, морские сидеритоносные отложения авандельты и других районов, морские мелководные фации с образованием Fe-хлорита и т.д.). Причем среди многочисленных факторов, определяющих фаціальную обстановку осадконакопления в том или ином районе, важную роль в формировании ассоциаций глинистых минералов играли такие как: 1) удаленность или приближенность к источникам сноса, 2) характер самих источников сноса – коры выветривания, кристаллические сланцы, осадочные массы прежних эпох и др., 3) способ транспортировки (реки, плотностные потоки, течения, волновая активность и т.д.), а также гидродинамические условия в конечных водоемах стока.

Однако в ряде случаев, хотя и редких, фаціальный контроль образования минеральных ассоциаций отходит на второй план. Так, например, горизонты пород смектитового состава, возникшие в основном по пепловому материалу, являются афаціальными образованиями, но их доля в разрезах невелика.

Что, в свою очередь, определяло положение тех или иных фаций в разрезах? Как отмечалось

выше, их положение в значительной степени контролировалось относительными колебаниями уровня юрского моря, то есть, с одной стороны, общим трансгрессивным развитием юрского бассейна на протяжении ранней и средней юры, а с другой – флуктуациями уровня моря более мелкого порядка.

Связь с общим трендом трансгрессивного развития бассейна хорошо иллюстрируется на примере разрезов восточной части Лабино-Малкинской СФЗ и Восточно-Балкарской СФЗ. Здесь отчетливо прослеживается тенденция уменьшения содержания каолинита от низов разреза к его верхам (см. рис. 10.1, 10.3). Но в этих разрезах прослеживается и закономерность изменения минерального состава глинистых отложений в пределах более мелких седиментационных циклов. Так, в разрезе нижнегигитских слоев от основания разреза к его верхам отчетливо видна тенденция уменьшения содержания каолинита и замещения его хлоритом. Но этот седиментационный цикл, как было показано ранее, образовался на фоне быстрой эвстатической трансгрессии. Такая же картина, по нашему мнению, характерна и для верхнеплинсбахского седиментационного цикла (см. рис. 10.3, Черек Безенгийский).

Тенденция уменьшения снизу вверх количества каолинита прослеживается в тоарской толще и в самом северном из разрезов Дигоро-Осетинской СФЗ у с. Лезгор, (см. рис. 10.3), хотя и не в столь отчетливой форме, как в разрезах Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской СФЗ. В следующем к югу разрезе в Дигоро-Осетинской СФЗ – у с. Фараскат распределение глинистых минералов приобретает уже несколько иной характер – содержание каолинита в основании тоарского разреза возрастает, затем заметно падает, потом опять постепенно возрастает к верхам разреза и, наконец, в самом верхнем горизонте как и в основании прослеживается уровень (пачка с биогермами) с ассоциацией каолинит – гидрослюда.

Область осадконакопления в районе разреза у с. Лезгор была приближена к берегу палеоподнятия, в то время как отложения разреза у с. Фараскат накапливались в удаленных от берега участках открытого моря. Поэтому именно этот разрез наиболее показателен для реконструкции морских условий формирования минеральных ассоциаций. Развитие седиментационного бассейна в тоарское время можно представить следующим образом. После образования мизурской песчаниковой толщи уровень моря заметно упал и с возникших многочисленных островов сносился в больших количествах каолинит, к которому добавлялся каолинит диагенетический, образованный в осадках наряду с

многочисленными сидеритовыми конкрециями. На этом этапе в осадках сформировалась гидрослюда-каолинитовая ассоциация. В дальнейшем быстрая трансгрессия отодвинула береговую линию далеко на север и осадконакопление происходило в условиях относительно глубокого моря. На этом этапе поставка каолинита заметно сократилось и накапливались осадки каолинит-хлорит-гидрослюдистого состава (что в целом соответствовало составу взвеси рек северной суши). В последующем в результате компенсационного заполнения бассейна осадками, его обмеления и приближения суши (в наземных ландшафтах каолинитообразование шло весьма активно) в осадках также увеличивалась доля каолинита. В позднем тоаре (зона *thouarsense*) уровень моря опять резко упал и возникла палеогеографическая обстановка, близкая к той, которая существовала в самом начале тоара. На этом этапе образовался горизонт с биогермами, а во вмещающих их отложениях сформировалась каолинит-гидрослюдистая ассоциация. Аналогичная картина наблюдается в западной части Лабино-Малкинской СФЗ в разрезе по р. М. Лаба в самых верхах вериутской свиты (см. рис. 10.2, обр. 1656).

Что касается минерального состава глинистых отложений нижней части мизурской свиты (фараскатские слои), то они в пределах практически всей Дигоро-Осетинской СФЗ несут на себе следы более или менее ярко выраженных следов вторичных преобразований, поэтому их минеральный состав обсудим ниже.

Следует заметить, что в разрезе Восточно-Балкарской СФЗ по р. Черек Безенгийский существенное падение уровня моря в конце аалена на начальных этапах также сопровождалось заметным усилением накопления в осадках каолинита (см. рис. 10.3, обр. 383), однако затем, с началом поступления в осадки избыточных порций Fe и образования Fe-оолитов, каолинит вытеснился хлоритом. Очень близкая картина наблюдается в западной части Лабино-Малкинской СФЗ в разрезе р. Уруп (см. рис. 10.2, обр. 1677–1679).

Таким образом, из рассмотренного материала можно сделать вывод о том, что интервалы осадков, накапливавшихся во время резких падений уровня моря, как правило, обогащаются каолинитом, но на интервалах, где происходит образование Fe-оолитов каолинит замещается железистым хлоритом. Этот эффект очевидно связан с особенностями диагенетического образования минералов в различных обстановках осадконакопления.

В мощных разрезах дельтового комплекса также достаточно отчетливо проявляется влияние флуктуаций уровня моря на состав минеральных ассоциаций глинистых отложений. Так,

в разрезе по р. Аварское Койсу (см. рис. 11.6) обращает на себя внимание появление каолинита в отложениях цекобской – датунской свиты; ниже по разрезу каолинит обнаружен в отложениях глянубской свиты, но эпизодически.

Как отмечалось выше, начальному этапу накопления цекобской свиты, соответствует относительное падение уровня моря, с чем на Центральном Кавказе (Дигоро-Осетинская СФЗ) связано появление горизонтов с биогермными постройками, а во вмещающих их отложениях присутствует ассоциация гидрослюда – каолинит. В дальнейшем, когда началась трансгрессия цекобского времени, содержание каолинита в осадках несколько снизилось.

Время образования ассабской, батлукской (особенно) и датунской свит было периодом выдвигания дельтовых, и в том числе наземных и прибрежных фаций, довольно далеко в море. Поскольку с этими фациями связано формирование значительных количеств каолинита, – в разрезе возник интервал с отчетливым доминированием ассоциации каолинит – гидрослюда. Но уже в датунское время, когда вновь начала развиваться трансгрессия, произошло постепенное снижение содержания каолинита и появился хлорит. На следующем же этапе, когда в игатлинское время море продвинулось далеко на север, каолинит вовсе исчез из состава глинистых ассоциаций в отложениях разреза по р. Аварское Койсу, хотя в некоторых местах, где еще сказывалось влияние дельты (разрез по р. Каракойсу) в породах присутствует примесь каолинита. Такая же картина здесь сохранилась и в байос-батское время.

Следует отметить, что ещё одним интервалом, где можно было бы предполагать присутствие в отложениях ассоциации каолинит – гидрослюда, является ратлубская свита, залегающая в основании тоарского разреза (см. рис. 11.5). Однако ратлубская толща залегает на довольно большой глубине и здесь – в условиях больших геостатических нагрузок каолинит оказался неустойчивым и разрушился, а продукты разрушения были «использованы» при аутигенном образовании слюдистых минералов. В пользу этого говорит преимущественно слюдистый состав пород с относительно небольшой примесью хлорита.

Отдельного рассмотрения требует вопрос формирования минеральных ассоциаций в отложениях байоса–бата, которые в разных частях Северного Кавказа несколько различны.

В пределах Северного Дагестана в разрезе по р. Аварское Койсу эти отложения характеризуются гидрослюда–хлоритовой ассоциацией с от-

четливым преобладанием слюд политипной модификации 1М над 2М<sub>1</sub>. Такое соотношение политипных модификаций является вполне логичным завершением общей тенденции перехода от преобладания 2М<sub>1</sub> в низах разреза, к доминированию 1М в его верхах (см. рис. 11.5). Исчезновение из разреза байоса–бата каолинита и преобладание среди слюд политипа 1М связано с миграцией дельты далеко на север, но продолжавшей поставлять в восточную часть Кавказского бассейна основную массу осадочного материала.

Однако в более западных районах (Чечня и далее) картина меняется: в байос-батских отложениях к гидрослюда-хлоритовой ассоциации также добавляется каолинит, хотя и в относительно небольших количествах. Но, пожалуй, наиболее неожиданным фактом является присутствие в этих отложениях значительных количеств гидрослюда политипной модификации 2М<sub>1</sub>. Связывать это явление с изменением состава северных источников осадочного материала у нас нет оснований. Как отмечалось ранее [Гаврилов, Ципурский, 1987б, Гаврилов и др., 1992] этот как бы «нелогичный» тренд связан с появлением новых источников сноса, располагавшихся в осевой части прежнего лейас-ааленского бассейна. К байосскому времени отложения, заполнявшие бассейн, были переработаны интенсивными вторичными процессами и в составе их минеральных ассоциаций начала преобладать слюда политипной модификации 2М<sub>1</sub>. Эти толщи, слагавшие поднятие центральной зоны, начали активно размываться и осадочный материал сносился в байос-батский водоем в центральной части Кавказа и смежных территорий. Данные Р.С. Безбородова по минералогии акцессорных минералов подтверждают это предположение [Безбородов, 1961]. Вместе с тем в лейасовой толще, для которой характерна слюда 2М<sub>1</sub>, отсутствует каолинит, в то время как в байос-батских отложениях Центрального Кавказа он присутствует. Поэтому появление в разрезах каолинита, а также примеси слюды 1М следует связывать с поставкой некоторой части осадочного материала по-прежнему с северной суши. При движении к западу в байосских и батских отложениях содержание каолинита заметно возрастает, появляется гидрослюда с существенным количеством разбухающих межслоев (см. рис. 10.2, разрез г. Джангура). Нам представляется, что связано это с возрастанием роли местных северных источников сноса, роль же кавказских центральных поднятий в поставке в эту часть бассейна материала была меньше, чем в районах Центрального Кавказа.

## ГЛАВА 13. ФОРМИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД В ЗОНЕ ИНТЕНСИВНЫХ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

На площади развития нижне- и среднеюрских терригенных отложений Большого Кавказа в разных ее частях происходит закономерное изменение таких характеристик осадочных толщ, как степень дислоцированности слоев, выраженность вторичных текстур – кливажа, вещественный состав пород. В том или ином аспекте каждая из этих особенностей осадочных толщ рассматривалась геологами достаточно детально и с различных позиций, однако отсутствовала цельная картина этих изменений, не был решен вопрос о факторах их обусловивших, в частности, существовало ли разнообразие причин, вызвавших постседиментационные структурно-текстурные и вещественные преобразования толщ, либо ведущим в преобразованиях был какой-либо определенный фактор.

При проведении исследований стояла задача рассмотреть эти характеристики в совокупности, в единой системе с привлечением современных методов изучения такого рода объектов. Для решения этой задачи было проведено изучение юрских терригенных толщ по системе профилей, пересекающих поле развития юрских терригенных отложений. Наиболее представительные результаты были получены в результате проведения комплексных исследований нижне- и среднеюрских отложений в Центральной части Большого Кавказа по профилю вдоль долины р. Терек. Для реконструкции условий формирования ассоциаций глинистых минералов в породах профиля кратко охарактеризуем общую геологическую структуру юрских толщ этого района и развитие в глинистых сланцах кливажа. Более полная характеристика геологической структуры и кливажа дана Д.И. Пановым и В.Г. Талицким в работе [Гаврилов, Галкин, Панов, Талицкий, 1999].

В пересечении по р. Терек (Военно-Грузинская дорога) нижне- и среднеюрские отложения слагают полосу шириной около 45 км, представляющую собой осевую часть мегантиклинория Большого Кавказа. Крупным продольным надвигом (Н.А. Энн назвал его Шаухохским разрывом) эта полоса разделяется на две части (см. рис. 11.1). Северная часть (Джерахско-Дарьяльская подзона по [Ренгартен, 1932] представляет собой западное окончание Дарьяло-Богосского антиклинория [Гуцин, Панов, 1992], который, как и на Восточном Кавказе, резко асимметричен. В его осевой части из-под нижне-

юрских толщ выступают палеозойские гранитоидные массивы – Дарьяльский и Гвилетский. Южное крыло сохранилось лишь фрагментарно, будучи срезано Шаухохским надвигом, и образовано системой опрокинутых к югу складок. Северное крыло, более широкое, представляет собой очень крутую, иногда запрокинутую моноклиаль с отдельными складками, опрокинутыми уже к северу, и рассеченную многочисленными разрывами, также круто наклоненными к северу. К северу от с. Чми нижне- и среднеюрские отложения несогласно перекрываются верхнеюрскими отложениями северного крыла мегантиклинория.

Северное крыло Дарьяло-Богосского антиклинория системой круто падающих к югу разрывов разбивается на ряд пластин (блоков), различающихся по возрасту и составу слагающих их отложений, интенсивности тектонических деформаций, развитию кливажа и т.п. Самая северная пластина I (см. рис. 11.1) – это почти вертикально стоящая моноклиаль верхнеааленских отложений койрахской и фортаухской свит сложенных слоистыми толщами чередующихся пластов аргиллитов, алевролитов, песчаников. Севернее, уже под эскарпами Скалистого хребта, местами обнажаются более полого залегающие байосско-батские отложения, несогласно перекрывающиеся известняками верхней юры.

Следующая к югу пластина II, заключенная между Суаргомским и Пуйским (северная окраина с. Нижний Ларс) разломами, сложена верхнеюрскими, нижне- и верхнеааленскими отложениями. Слои образуют опрокинутую к северу сильно сжатую крупную синклиальную складку, северное крыло которой почти полностью срезано Суаргомским разрывом, а широкое южное крыло, представляющее собой крутую, местами запрокинутую моноклиаль, осложнено несколькими разрывами, падающими к югу. Эти разрывы, как и Пуйский разлом, выражены мощными (до нескольких десятков метров) зонами дробления и разлинзования пород с многочисленными кварцевыми жилами. Здесь же, в южной части пластины визуально отмечается слабо выраженный кливаж, также падающий к югу.

Расположенная южнее, между Пуйским и Нелхским (или Бурон-Ларским) разломами [Гуцин, Панов, 1992] пластина III, сложена глини-

сто-алевролитовыми породами джимаринской свиты и образует выполаживающуюся к северу моноклираль с нормальным падением от 70 до 25°. Кливаж в породах визуально не фиксируется. Нелхский разлом выражен мощной зоной дробления и разлинзования пород с зеркалами скольжения и многочисленными кварцевыми жилами.

Самая южная пластина IV, северного крыла (между гранитогнейсовым ядром и Нелхским разломом) сложена глинисто-алевритовыми сланцами циклаурской и ларской свит, а также незначительным по мощности фрагментом кистинской свиты. В пределах этой пластины развита система складок разной величины – от нескольких десятков метров до 300–350 м, открытых, симметричных (рис. 13.1), иногда слегка запрокинутых к северу. Интенсивно развит кливаж, плоскости которого почти вертикальны или круто падают на юг. Разрывные нарушения выражены зонами дробления, смятия и окварцевания пород. В южной части пластины породы циклаурской свиты пронизаны секущими дайками диабазов, которые, в свою очередь, нередко разлинзованы и будинированы.

Осевая часть Дарьяло-Богосского антиклинория ограничена с севера системой субвертикальных разрывов у северного входа в Дарьяльское ущелье, а с юга – Гвилетским взбросом в районе села Гвилети. В двух массивах – Дарьяльском на севере и Гвилетском на юге (см. рис. 11.1) здесь вскрывается на поверхности доюрский фундамент – верхнепалеозойские гранитогнейсы. Контакт кистинской свиты с гранитогнейсами в основе своей стратиграфический, на что указывает состав пород кистинской свиты и присутствие в ней галек дарьяльских гранитогнейсов [Кипиани, 1985], но в большинстве случаев тектонически сорванный в процессе деформаций.

Южное крыло Дарьяло-Богосского антиклинория – это узкая (1,5 км) полоса очень круто залегающих глинисто-алевритовых сланцев циклаурской свиты, которые на правом склоне долины, на водоразделе с р. Кистинкой согласно перекрываются сланцами ларской свиты. Породы интенсивно кливажированы и образуют сопряженные сильно сжатую синклинальную и опрокинутую к югу антиклинальную складки. В толще глинистых сланцев залегают многочисленные косо секущие слоистость будинированные дайки диабазов, которые местами даже преобладают над вмещающими их породами. Шаухохский разлом, ограничивающий Дарьяло-Богосский антиклинорий с юга, представляет собой надвиг, плоскость которого падает к северу под углом до 50°, и выражен мощной зоной разлинзования и смятия пород с обилием кварцевых жил.



**Рис. 13.1.** Крупная антиклинальная складка в правом борту долины р. Терек

Южная часть ниже- и среднеюрской полосы принадлежит уже чешуйчато-надвиговой системе южного склона, имеющей аккреционный тип строения. Это серия тектонических пластин, разделенных надвигами, падающими к северу. Тибский надвиг [Ренгартен, 1932] отделяет эту систему от расположенного южнее Чиауро-Дибрарского синклинория, выполненного флишевыми верхнеюрскими и меловыми отложениями.

Чешуйчато-надвиговая система южного склона расчленена продольными разрывами на ряд пластин, из которых пять наиболее крупные (см. рис. 11.1). Первая (с севера) сложена глинистыми сланцами циклаурской свиты, которые пересекаются многочисленными дайками диабазов (приложение, фототаблица 12). В верхней части свиты заключены очень частые пластовые тела диабазов, согласные с вмещающими сланцами, кливажированные вместе с ними и представляющие собой доскладчатые силлы, а также несколько горизонтов эффузивов – миндалекаменных, с подушечной отдельностью. С юга первая пластина ограничена крупным Адайком-Казбекским взбросо-надвигом

[Варданыц, 1935; Ренгартен, 1932], плоскость которого падает на север под углом 40–60°.

Вторая пластина сложена чередованием глинистых сланцев и пачек песчаников казбекской свиты [Панов, 1976; Панов, Гуцин, 1987]. В целом слои казбекской свиты образуют крутую моноклинал с нормальным падением слоев на север под углами 60–85°. Все породы казбекской свиты интенсивно кливажированы; плоскости кливажа падают к югу или очень круто (до 85–90°) к северу. Дайки диабазов (как и в последующих пластинах) отсутствуют.

Третья пластина сложена песчаниками и глинисто-алевритовыми сланцами казбекской свиты в южной части и глинистыми сланцами гудошаурской свиты (аален) в северной и образует в целом моноклинал с нормальным падением слоев к северу под углами 60–80°. С юга она ограничивается Аршинским взбросо-надвигом (падение к северу под углом около 50°). Довольно крупные (до 500–600 м) симметричные складки осложняют в целом моноклиналное залегание слоев.

Четвертая пластина сложена породами казбекской свиты, образующей моноклинал с нормальным падением на север под углами 45–65°.

Последняя – пятая пластина, сложенная глинистыми сланцами и песчаниками бусарчильской свиты, несколькими взбросами-надвигами разбивается, по крайней мере, на 4 чешуи. Каждая чешуя – это крутая моноклинал с нормальным падением слоев на север, возле разрывов обычно осложненная мелкими складками. Породы, как и в предыдущих пластинах, интенсивно кливажированы с падением плоскостей кливажа на север под углами 60–90°. С юга вся Казбекско-Гудошаурская подзона ограничена крупным Тибским надвигом.

В пределах разреза по р. Терек породы юры в различной степени затронуты кливажем. Термином «кливаж» будем обозначать микротекстуры определенного строения, способствующие появлению в породах анизотропии механических свойств [Талицкий, Галкин, 1988]. По микростроению выделяются два типа таких текстур: межзерновой кливаж и кливаж плейчатости.

Межзерновой кливаж наблюдается в породах, имеющих неоднородное зернистое строение, – в алевролитах, песчаниках, туфопесчаниках, некоторых типах известняков и др. В таких породах, в шлифах, ориентированных вкрест простирания текстуры, наблюдается система тонких субпараллельных нитевидных зон, разбивающих породу на тонкие пластинки или линзочки. Нитевидные зоны (кливажные зоны) и линзочки (микролитоны) резко различаются по минеральному составу и строению. Нитевидные зоны представляют собой агрегаты очень мелких чешуек глинистых (обычно

слюдистых) минералов, пылевидных частиц рудных минералов, тонкодисперсного органического вещества. Минеральный состав этих зон всегда относительно постоянен, независимо от минерального состава самой породы. Состав микролитонов, заключенных между кливажными зонами, в большей степени отражает первоначальный минеральный состав породы. В изученных юрских терригенных комплексах Большого Кавказа основным типом кливажа является межзерновой кливаж.

Кливаж плейчатости развивается в породах, уже ранее имевших анизотропное строение – в сланцеватых породах, или породах, содержащих хорошо выраженный межзерновой кливаж. При наблюдении таких пород под микроскопом можно видеть, что плоскости ранней текстуры смяты в микроскопические складочки (микроплейчатость) или микрофлексуры.

Механизм образования межзернового кливажа связывается с неоднородностью строения пород на уровне зерен. При сжатии пород на контактах зерен, нормальных к оси сжатия, возникает повышенное давление и создаются условия для интенсивного растворения вещества. Такие процессы ориентированного растворения ведут к деформации укорочения в направлении оси сжатия, а в зонах растворения концентрируется нерастворимое вещество, образуя кливажные зоны (в результате растворения точечные контакты преобразуются в плоскостные). Растворенное вещество переносится флюидом и переотлагается в местах с пониженным давлением – на гранях зерен, параллельных оси сжатия, в микропустотах, микротрещинах и т.п. Реальность механизма растворения под давлением при формировании кливажа подтверждена многочисленными находками в кливажированных породах частично растворенных органических остатков, оолитов и других объектов с характерной морфологией. Более того, такие наблюдения свидетельствуют о том, что макроскопически отчетливо выраженный кливаж появляется в породах при деформациях сокращения ~20–25%. При меньших деформациях текстура наблюдается лишь под микроскопом. Подробно механизм формирования межзернового кливажа описан в работах [Николя, 1992; Талицкий, 1989а].

В породах рассматриваемого разреза юрских терригенных пород Центрального Кавказа кливаж изучался как макроскопически, так и под микроскопом. Макроскопически фиксировалась степень выраженности расщепляемости пород и ее ориентировка. Микроскопически определялся морфологический тип кливажа и оценивалась степень деформированности пород при формировании этой текстуры. Всего В.Г. Талицким по

образцам нашей коллекции было изучено около 400 шлифов.

Выше уже отмечалось, что основной текстурой, развитой в изученных породах, является межзерновой кливаж. В некоторых блоках фиксировалось наложение на межзерновой кливаж кливажа пloidчатости. Во всех шлифах, где имелись элементы слоистости, наблюдалось преломление кливажных поверхностей при переходе из слоя в слой, что позволяет отнести изучаемый кливаж к «доскладчатому» кливажу, возникшему на стадии продольного укорочения слоев. В дальнейшем, в процессе складчатой деформации кливаж перестраивался и совершенствовался.

По степени развития кливажа северная и южная части профиля различаются. Если в южной части все породы интенсивно кливажированы, то в северной части в целом кливаж развит слабее, а в некоторых блоках он отсутствует вовсе. Степень деформированности пород, оцененная по кливажу, показана на рис. 11.1. На рис. 13.2 приведена серия микрофотографий, демонстрирующая изменение степени выраженности кливажа в пределах разных блоков северной части профиля.

В разрезе Северного крыла Дарьяло-Богосского антиклинория в породах пластины I кливаж полностью отсутствует (см. рис. 11.1 и 13.2, обр. 1411, 1413). Впервые макроскопически видимая слабо выраженная текстура отмечается лишь в южной части пластины II. Здесь поверхности кливажа круто падают на юг. При микроскопическом изучении пород первое появление кливажа фиксируется в северной части пластины II, при продвижении к ее южной части степень кливажированности пород постепенно возрастает (см. рис. 13.2, обр. 1403–1399). Если в северной части этого блока в породах наблюдаются лишь отдельные разобщенные короткие кливажные зоны, то в южной части в некоторых шлифах мелкозернистых алевролитов наблюдается уже вполне совершенный кливаж. В кремнистых конкрециях около включений кристаллов пирита развиты образованные в результате стрессовых нагрузок «тени» давления, заполненные аутигенным кварцем (см. рис. 13.2, обр. 1399к).

Далее к югу, в пределах пластин III и IV макроскопически кливаж развит по-разному. В породах пластины III кливаж макроскопически практически не зафиксирован, в то время как микроскопически он выражен уже вполне отчетливо. В породах пластины IV отмечена хорошо выраженная субвертикальная или круто падающая на юг текстура; под микроскопом в глинистых алевролитах также отмечается интенсивно выраженный кливаж (см. рис. 13.2, обр. 1391–

1396), степень деформации укорочения по которому оценивается в 25 % (см. рис. 11.1, Ж).

В осевой части Дарьяло-Богосского антиклинория юрские породы кистинской свиты, как алевролиты, так и песчаники, интенсивно кливажированы. Здесь в некоторых пачках глинистых алевролитов отмечаются крупные порфиробласты андалузита. Докливажные порфиробласты обычно округлые, «обтесанные». В процессе деформации, приведшей к формированию кливажа, эти порфиробласты испытывали повороты, вследствие чего поверхности кливажа вокруг порфиробластов часто бывают искривленными, смятыми в причудливые микроскладки.

Породы кистинской и циклаурской свит южного крыла Дарьяло-Богосского антиклинория сильно кливажированы. При микроскопических наблюдениях отмечено, что интенсивный кливаж развит как в алевролитах, так и в песчаниках. В этих породах измеренная по кливажу в песчаниках деформация укорочения составляет ~25 %.

В первом к югу от Шаухохского надвига блоке в глинистых породах вулканогенного горизонта циклаурской свиты микроскопически отмечается относительно слабо развитый кливаж. Деформация укорочения по этому кливажу оценивается в 15 %. В осадочной части разреза этого блока, так же как и в породах следующего блока II, макроскопически фиксируется хорошо выраженный кливаж с крутым субвертикальным падением. Под микроскопом в породах наблюдается интенсивный кливаж в алевролитах и сравнительно слабо развитый в песчаниках. Деформация при образовании такого кливажа составляет около 20 %.

Третья и четвертая пластины сложены, соответственно, породами средней и нижней юры, тем не менее эти породы как макроскопически, так и микроскопически, кливажированы в одинаковой степени. В породах этих блоков интенсивный кливаж развит как в алевролитах, так и в песчаниках, что говорит о значительной степени деформированности пород.

В последнем – пятом блоке южной части разреза макроскопически отмечен интенсивный кливаж, однако при микроскопическом наблюдении относительно хорошо развитый кливаж отмечается лишь в алевролитах, а в песчаниках кливаж либо не развит вообще, либо имеются лишь зачаточные, весьма слабо обозначенные кливажные зоны. Деформация по такому кливажу составляет ~15–20 %.

Таким образом, микроскопическое изучение кливажа показало, что в пределах рассмотренного профиля по р. Терек и ее притокам кливаж в породах юры развит неравномерно. Наиболее слабо он проявлен в северной части северного крыла

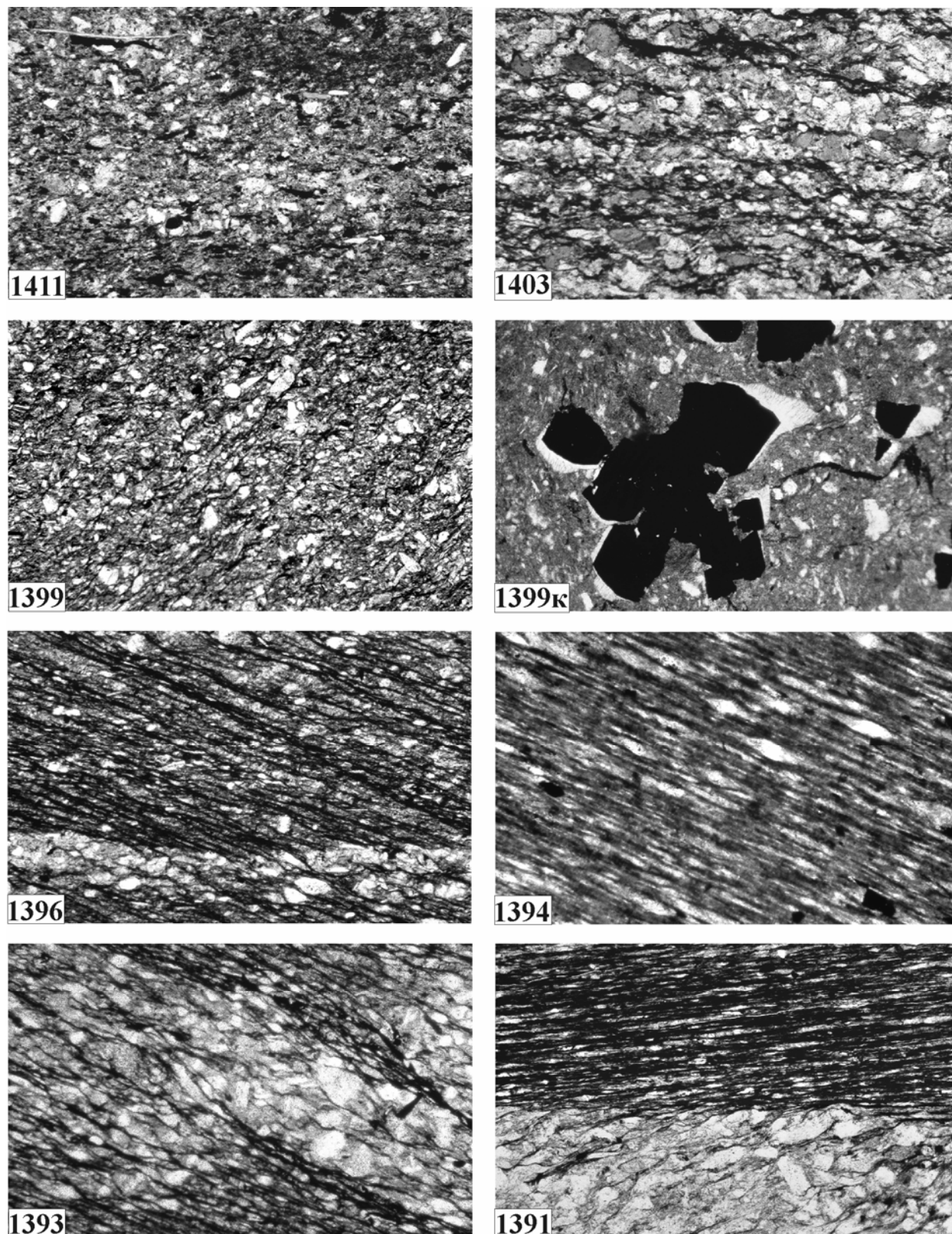


Рис. 13.2. Микрофотографии образцов пород из разных блоков северной части профиля по р. Терек от зоны аргиллитов без следов кливажа (обр. 1411) до зоны развития интенсивно кливажированных глинистых сланцев (обр. 1391–1396); 1399к – конкреция с выделениями кристаллов пирита. Ширина горизонтальной рамки фотографии 1 мм



Дарьяло-Богосского антиклинория, а наиболее интенсивно в ядре этой структуры. В южной части разреза деформации, связанные с кливажем, были значительными, но также неравномерными. Наиболее интенсивно они проявились в III и IV блоках в породах гудошаурской свиты средней юры и казбекской свиты нижней юры, где интенсивный кливаж развит не только в мелко-, но и в крупнозернистых породах. Интенсивное развитие кливажа в таких породах свидетельствует, видимо, об интенсивно развитых складчатых деформациях.

По линии профиля в различных блоках пород в шлифах наблюдаются структуры, наложенные на межзерновой кливаж. Такие структуры проявляются в виде отдельных редких кинк-зон, а также в виде различным образом проявленного кливажа плейчатости. На профиле они показаны специальным знаком (см. рис. 11.1).

Как видим, полученные данные показывают, что в пределах изученного профиля наблюдается закономерное и согласованное изменение таких характеристик осадочных толщ как степень их дислоцированности, развитие кливажа, минеральный состав глинистых пород (минеральные ассоциации, степень кристалличности минералов, политипные модификации слюд и хлорита), минеральный состав конкреционных образований (от сидеритовых к кварц-хлорит-сульфидным стяжениям). Схожие зависимости между развитием кливажа и некоторыми минералогическими параметрами прослеживаются в других складчатых областях [Aller et al., 1987; Garcia-Lopes et al., 1997; Kisch, 1991; Weaver et al., 1984 и др.].

Достаточно очевидно, что современный минеральный состав терригенных отложений, ряд их текстурно-структурных особенностей сформировались преимущественно в результате разнообразных постдиагенетических процессов. Для оценки направленности этих преобразований важно знать первоначальный минеральный состав пород. Ранее было показано, что по крайней мере для северной части профиля (соответственно для северной части ранне- и среднеюрского бассейна Центрального Кавказа) минеральный состав отложений реконструируется с большой долей вероятности [Гаврилов и др., 1992].

В наименьшей степени подверглись вторичным изменениям аргиллиты самой северной части профиля. Поскольку в позднеплинсбахское-ааленское время принципиальных различий в источниках сноса терригенного материала не было, можно с достаточной вероятностью считать, что минеральный состав глинистых отложений аалена северной части разреза в целом был характе-

рен и для осадков верхнеплинсбахской-тоарской толщи. Как было показано выше, в ааленских породах содержатся: гидрослюда, смешанослойный минерал гидрослюда-смектит, каолинит и хлорит. Отложения этого стратиграфического интервала опускались примерно на глубины 3,5–4 км. В связи с этим можно предполагать, что первоначально в смешанослойных минералах присутствовал несколько более высокий процент смектитовых слоев. Соотношения хлорита и каолинита варьировали в отложениях различных фаций, но, как показывают наши данные по распределению глинистых минералов, в разрезах более северных районов в тоарских отложениях преобладал хлорит, среди слюдяных минералов ведущую роль играла гидрослюда политипной модификации 1М [Гаврилов, Ципурский, 1987б].

Формирование отложений кистинской свиты, залегающей в основании разреза, происходило в несколько иных обстановках, в связи с чем по ряду минералогических и геохимических параметров она отличается от отложений остальной части юрской толщи. Как было показано выше, особенностью глинистых пород кистинской толщи является преобладание в их составе слюдяных минералов при явно подчиненном количестве хлорита или его полном отсутствии. Кроме того, в сланцах часто отмечается андалузит (хиастолит) и продукты его замещения. Для пород этой толщи характерно также появление, помимо слюды мусковитового ряда, примеси парагонита, иногда достаточно значительной. Формирование современной ассоциации силикатных минералов в сланцах обуславливалось не только интенсивными постдиагенетическими преобразованиями, но и в значительной степени было предопределено первоначальным минеральным и химическим составом лейасовых осадков. Реконструировать первоначальный состав осадков можно с учетом условий их образования.

Данные фациального анализа, как полученные ранее [Чихрадзе, 1979 и др.], так и дополненные нашими наблюдениями, позволяют судить о том, что отложения кистинской свиты накапливались в мелководном бассейне. Водоем, очевидно, изобиловал островами; от него местами отшнуровывались отдельные его части, которые заболачивались, зарастали, что обуславливало накопление в осадках растительного органического вещества. Терригенный материал, сносившийся в водоем с суши, представлял собой продукты разрушения палеозойских кристаллических сланцев и гранитогнейсов. Поэтому не вызывает сомнения то, что в осадках было достаточно много слюдяных минералов. Одновременно с берега, очевидно, по-

ступал каолинит, который формировался в корах выветривания и в озерно-болотных системах. В пользу этого предположения свидетельствуют данные по минеральному составу континентальных толщ, развитых в более северных районах. Как было показано выше, в глинистых породах хумаринской свиты (нижний плинсбах, Лабино-Малкинская СФЗ) ведущую роль играет каолинит, в то время как гидрослюда находится в подчиненных количествах [Гаврилов, Ципурский, 1987б]. В разновозрастных морских отложениях (Кыртыкская впадина) установлена гидрослюда-каолинитовая ассоциация; сходный состав глинистых пород отмечен в породах и других мест.

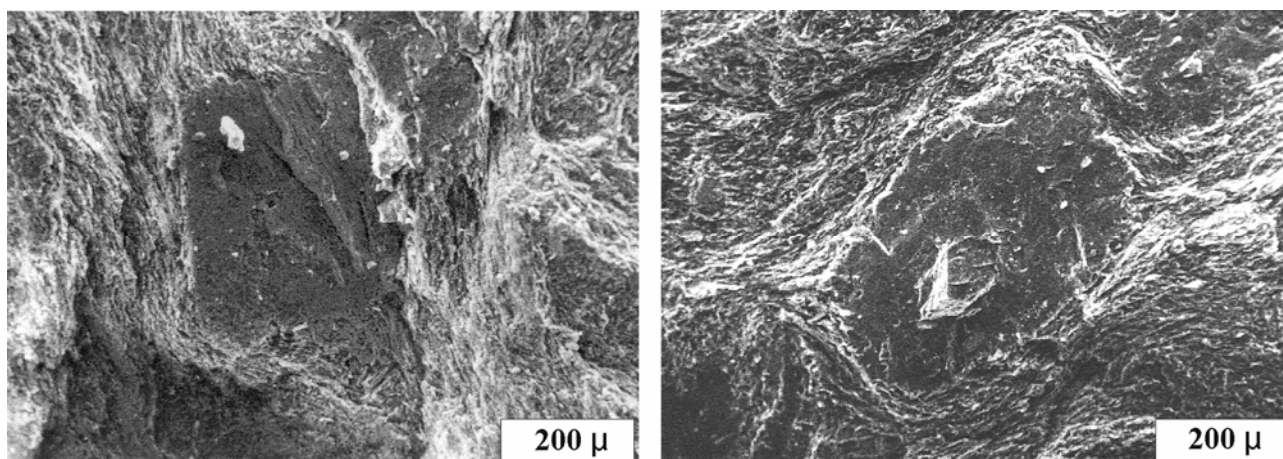
Таким образом, в то время, когда в центральных частях прогиба Большого Кавказа формировалась кистинская свита, в смежных к северу районах в разновозрастных отложениях каолинит и гидрослюда были основными компонентами глинистых осадков. Кроме того, в водоёмах, где происходило накопление отложений кистинской свиты, обстановка была такова, что в осадках, интенсивно обогащенных органическим веществом растительного происхождения, в результате диагенетических процессов также формировался аутигенный каолинит. Поэтому с большой долей вероятности можно полагать, что минеральный состав осадков кистинской свиты определялся присутствием в них слюды, гидрослюда, каолинита (аллотигенного и аутигенного); хлорит находился в существенно подчиненном количестве.

Что касается возможного первоначального состава глинистых пород южной части профиля, то при общем сходстве существующих ныне минеральных парагенезов северного и южного разрезов, развитые здесь породы характеризуются рядом особенностей. Прежде всего следует отметить увеличение параметра  $b$  серицитов по сравнению со слюдистыми минералами северной части профиля, причем максимальных значений параметр  $b$  достигает в глинистых сланцах из вулканогенно-осадочного горизонта циклаурской свиты. Очевидно, это обстоятельство было обусловлено как первичным составом осадков, так и воздействием на глинистые отложения излившейся на дне моря лавы, а также внедрявшихся в них субвулканических тел силлов, что приводило к обогащению осадков Fe, Mg и некоторыми другими элементами. Как отмечал М.А. Беридзе, в приконтактных частях пластов глинистых сланцев с вулканогенными пластовыми телами возникали адинолы [Беридзе, 1983]. Обращает на себя внимание совпадение повышения величины  $b$  серицитов и увеличения количества хлорита в породах. Практически для всего разреза южного

крыла характерна в большей или меньшей степени фенгитизация серицитов. Одна из наиболее вероятных причин этого явления – состав исходного терригенного материала, сносившегося с южной суши. Как отмечает Г.А. Чихрадзе, среди минералов тяжелой фракции Дзирульской и Сванетской терригенно-минералогических провинций (ТМП), обеспечивавших поставку осадочного материала с юга, постоянно присутствуют биотит и хлорит, в то время как в Малка-Аргунской и Урух-Ардонской ТМП (в пределах северного борта) биотита нет [Чихрадзе, 1979]. Появление биотита в исходном материале вполне могло обусловить фенгитизацию серицита на стадии интенсивных вторичных преобразований [Гаврилов и др., 1992]. То есть изначальный минеральный состав глинистых осадков в южной части водоема был близок к таковому в северной его части, но к нему добавлялся биотит. Б. Велде, рассмотрев ряд природных объектов, пришел к выводу, что в определенных условиях из исходных мусковита и биотита может формироваться фенгит; он также полагает, что совместные преобразования иллита (мусковита) и хлорита также способствуют возникновению фенгита и Al-хлорита [Велде, 1965]. Ч. Уивер и Б. Брокстер, рассматривая сходные вопросы на примере кембрийских сланцев Южных Аппалачей, считают, что в условиях относительно высоких температур и давлений протекала реакция: Al-иллит + хлорит → фенгит + Al-хлорит (начальная эпизона) [Weaver, Broekstra, 1984]. Нам представляется вполне вероятным, что в нашем случае сходные реакции могли происходить на стадии стресс-метаморфизма с образованием фенгита. В пользу этого факта свидетельствует совпадение максимумов в содержании хлорита в сланцах и величины  $b$  слюдистых минералов.

Таким образом, первоначальный состав глинистых осадков центральной части ранне- и среднеюрского водоема Большого Кавказа с высокой степенью вероятности можно охарактеризовать следующим образом. В синемюр-раннеплинсбахское (кистинское) время для осадков была типична слюда-гидрослюда-каолинитовая ассоциация, в позднем плинсбахе – бате преобладала ассоциация гидрослюда – смешанослойный гидрослюда-сметитовый минерал – каолинит – хлорит, к которой в осевой и южной частях бассейна добавлялся, видимо, биотит. Конечно, на некоторых этапах осадочного процесса соотношение минералов в рамках этого парагенеза могло заметно варьировать.

Следует отметить, что у нас нет оснований считать, что в осадках юрского водоема содержа-



**Рис. 13.3.** Кристаллы андалузита в отложениях кистинской свиты в разрезе р. Терек (сканирующий электронный микроскоп)

лось сколько-нибудь значительное количество монтмориллонита, присутствие которого в терригенной толще предполагали некоторые исследователи с последующими выводами о возможном механизме его деформаций.

По ряду минералогических и геохимических параметров кистинская свита, залегающая в основании юрской толщи, отличается от отложений всей остальной части разреза, поэтому рассмотрим ее отдельно. Современный минеральный состав отложений кистинской свиты в основном сформировался под действием интенсивных боковых стрессовых нагрузок, т.е. в результате динамометаморфизма, о чем свидетельствует развитие кливажа и ориентация чешуек глинистых минералов вдоль кливажных плоскостей. Вместе с тем переработка и перекристаллизация первичного осадочного материала не были однократным процессом. На это указывает присутствие в породах минералов, сформировавшихся на определенной стадии постдиагенетических преобразований пород, но в дальнейшем (в новых P-T-условиях) подвергшихся значительным изменениям. К таким минералам относится андалузит (точнее, его разновидность – хиастолит) (рис. 13.3), достаточно широко распространенный в глинистых сланцах кистинской свиты. Практически во всех случаях, когда в породах отмечались кристаллы андалузита, они оказывались в большей или меньшей степени замещенными другими минералами. Если собственно андалузит характеризуется хорошо ограниченными кристаллами, то при полном замещении его другими минералами образуются, как правило, овальные порфиобласты, заключенные в слюдистую массу.

Известно, что андалузит обычно рассматривается как минерал контактовых изменений [Мей-

сон, 1981 и др.]. В кистинской свите появление андалузита также связывалось с приконтактной зоной, с Дарьяльским и Гвелетским гранитоидными массивами. Однако, по данным Г.А. Чихрадзе [1979], согласующимся с нашими наблюдениями, пачки глинистых сланцев с андалузитом в основном встречаются на некотором удалении от контакта (десятки и сотни метров), в то время как в некоторых промежуточных отложениях андалузит может отсутствовать. Г.А. Чихрадзе считает, что возникновение андалузитовой минерализации связано с прогревом пород в результате внедрения в толщу диабазовой магмы и образованием даек. Вероятно, этот фактор сыграл определенную роль в появлении андалузитовой минерализации. Однако характер распределения в разрезе содержащих андалузит сланцев позволяет предполагать существование наряду с этой и других причин, влиявших на их образование. Андалузитовые сланцы в разрезе достаточно четко стратифицированы. Это обстоятельство свидетельствует в пользу того, что существенную роль в появлении андалузитовой минерализации играл изначальный состав отложений.

Как было показано, в глинистых отложениях со значительным содержанием каолинита под воздействием температурного фактора, обусловленного внедрением в подстилающие породы интрузивных тел, образуется андалузитовая минерализация за счет кремний-алюминиевых компонентов разрушающегося каолинита [Гаврилов, Ципурский, 1987б, 1988]. Отложения кистинской свиты и нижние горизонты перекрывающей ее циклаурской свиты, очевидно, также испытали воздействие повышенного теплового потока. Нам представляется наиболее вероятным, что сущест-

венное усиление теплового потока было связано с накоплением вулканогенно-осадочной толщи (циклаурская свита, Бзыбско-Казбекская СФЗ), сопровождавшимся подводными излияниями лав и внедрением в отложения силлов. Находившиеся вблизи от области накопления вулканогенно-осадочной толщи породы кистинской свиты подверглись температурному воздействию, что и привело к образованию в каолинитсодержащих отложениях андалузитовой, а местами Mg-кордиеритовой минерализации. При этом в смежных районах, где наблюдаются выходы кистинской свиты (истоки р. Гизельдон), но расположенных на большем удалении от области развития повышенного теплового потока, андалузитовая минерализация в породах отсутствует или встречается в небольших количествах.

Параллельно, видимо, происходило формирование слюдястых минералов (мусковитового типа) по каолиниту. Реальность этого процесса установлена как экспериментальными работами [Котов и др., 1986], так и наблюдениями на природных объектах. Соотношение новообразованных андалузита и слюдястых минералов скорее всего определялось наличием свободного реакционноспособного калия, который высвобождался при разрушении калийсодержащих обломочных минералов.

Современный минеральный состав глинистых пород в пределах большей части профиля, как было показано выше, представлен серицит-хлоритовой ассоциацией, возникшей в процессе интенсивных вторичных преобразований. Принципиальное значение для реконструкции динамики развития  $J_{1-2}$  осадочного комплекса имеет вопрос о природе этих вторичных преобразований. Полученные фактические данные показывают, что вдоль профиля происходит закономерное изменение основных структурных, текстурных, минеральных параметров осадочных толщ. В этом отношении особый интерес представляет северное крыло Дарьяло-Богосского антиклинория, так как именно в его пределах происходит переход от зоны развития отложений, в наименьшей степени подвергшихся вторичным преобразованиям, к зоне их максимальных преобразований. В пределах этого крыла в направлении с севера на юг происходит усложнение структуры осадочной толщи – от простой моноклинали в северном блоке (I) к достаточно сложно дислоцированным отложениям южного, прилегающего к Дарьяльскому массиву блоку (IV), где развита отчетливая складчатость (см. рис. 11.1).

В этом же направлении, с севера на юг радикально меняется степень выраженности кливажа

– от полного его отсутствия в блоке I до максимального развития в блоке IV. Причем в IV и III блоках фиксируются наложенные вторичные текстуры.

Наиболее резкие минеральные и текстурные изменения происходят внутри II блока. Это выражается в смене ассоциаций глинистых минералов (от гидрослюда – смешанослойный минерал гидрослюда-сметит – каолинит – хлоритовой к серицит – хлоритовой), существенном изменении соотношения политипных модификаций слюд (от  $1M > 2M_1$  к  $2M_1 \gg 1M$ ), увеличении степени кристалличности слюд, изменении минерального состава конкреционных образований – от карбонатных (в основном сидеритовых) к кварц-хлорит-сульфидным, быстром нарастании степени выраженности кливажа. То есть в пределах этой зоны – между Суаргомским разрывом на севере и Пуйским на юге наблюдается наибольший градиент изменений минерального состава и текстурных особенностей (кливаж), осадочных пород. То обстоятельство, что разные по своей природе параметры обнаруживают одинаковые по направленности тренды, свидетельствует, видимо, об их обусловленности в основном одинаковыми причинами, а именно стрессовыми нагрузками. Выше отмечалось, что формирующийся под влиянием стресса кливаж сопровождается растворением многих компонентов, первоначально слагающих породу. Растворенное вещество в результате диффузии или миграции в растворах может переотлагаться в других местах. С этим явлением, видимо, связано появление в зоне Пуйского разлома и около разрывов в южной части блока II многочисленных кварцевых жил; около разрывных нарушений более северных частей профиля их существенно меньше. В обстановке нарастания стрессовых нагрузок и развития кливажа неустойчивым становится также сидерит диагенетических конкреций, что приводит к его разложению и замещению силикатными (кварц, хлорит) и сульфидными (преимущественно пирит) минералами. Последние формировались, в частности, за счет железа, входившего ранее в состав сидерита.

Вместе с тем необходимо учитывать, что помимо стресса нижние горизонты юрской толщи подвергались воздействию значительных геостатических нагрузок. При оценке их величин следует исходить из общей мощности лейсааленской толщи (около 5,5–6 км). Мощность послеааленской толщи, которая могла надстраивать осадочный разрез в центральной части прогиба, оценить непросто. В байос-батское время в связи со структурной перестройкой региона еди-

ный ранее бассейн распался на северный и южный, депоцентры которых располагались соответственно существенно севернее и южнее, чем в первоначальном бассейне. Кроме того, уже в это время центральные поднятия размывались, поставляя материал в среднеюрские водоемы. Таким образом, мощность байос-батской толщи в наших оценках можно не учитывать (по крайней мере для осевой части лейас-ааленского бассейна). Неясно также какова могла быть мощность  $J_3$ -К толщи, однако, оценивая более северные и южные разрезы, следует считать что она вряд ли превышала 2–2,5 км. Таким образом, при оценке геостатической нагрузки, которой подвергались нижние части юрского комплекса общую мощность мезозойской толщи в осевой части палеобассейна Большого Кавказа можно оценить в 7,5–8,5 км.

Вопрос о соотношении ката- и метагенетических преобразований в результате погружения и преобразований, являвшихся следствием развития стресса (так называемого стресс-метаморфизма или динамометаморфизма) является актуальной научной проблемой, различные стороны которой рассматривались А.В. Лукьяновым [1991], В.Т. Лукьяновой [1995], А.А. Маракушевым [1988], О.В. Япаскуртом [1992] и др. Полученные фактические данные по структурным и минералогическим характеристикам юрских терригенных толщ Центрального Кавказа позволяют обсудить некоторые аспекты этой проблемы.

Полезную информацию дает сравнение некоторых разновозрастных толщ, развитых в пределах северной и южной частей профиля вдоль р. Терек. Так, на севере ааленские отложения койрахской и фортаухской свит (блок I) не несут на себе сколько-нибудь заметных следов воздействия стресса. Породы разновозрастной с ними гудошаурской свиты, напротив, интенсивно кливажированы. При этом нет оснований предполагать, что они погружались на различную глубину. Как видно из рис. 11.1 и приведенного выше описания, их минеральный состав существенно различается. В рассматриваемом случае можно достаточно уверенно говорить о сжимающих напряжениях – стрессе – как о главном факторе минеральных и текстурных различий между этими толщами.

Труднее оценить степень влияния на вторичные преобразования пород геостатической и стрессовой нагрузок в отложениях наиболее древних частей разреза  $J_{1-2}$  – кистинской и циклаурской свит. О том, что влияние стресса на преобразования пород кистинской свиты было весьма значительно убедительно свидетельствует разви-

тый здесь интенсивный кливаж (рис. 11.1, Г), а также появление аутигенной слюды, ориентированной вдоль кливажных плоскостей. Именно с развитием стрессовых нагрузок, как нам представляется, связано также появление в отложениях кистинской свиты Na-слюды – парагонита, который встречается на разных уровнях разреза свиты, но наибольшее его количество отмечается вблизи контакта с гранитогнейсами Дарьяльского массива. По данным Г.Д. Афанасьева [1958], палеозойский Дарьяльский массив изначально представлял собой биотит-кварц-олигоклазовые плагиограниты, претерпевшие в дальнейшем сильное разгнейсование. В процессе динамометаморфизма в породах массива разрушались богатые натрием минералы (олигоклаз и др.), высвобожденный Na поступал с растворами в перекрывающую гранитоиды кистинскую толщу. В последней в это время под действием тех же стрессовых нагрузок происходила перекристаллизация осадочного материала и Na вошел в состав новообразованных слюд в виде самостоятельной фазы – парагонита либо смешанослойного парагонит-мусковитового минерала.

Ясно также, что нижние базальные части лейасовой толщи к началу байоса опускались на значительную глубину и геостатическая нагрузка, как один из основных факторов катагенеза, воздействовала на породы. Таким образом, как факторы стресс-метаморфизма, так и факторы ката- и метагенеза совокупно способствовали преобразованию пород.

Вместе с тем имеются некоторые косвенные свидетельства того, что развитие кливажа началось довольно рано – когда ещё происходило накопление лейасовой толщи. Выше отмечалось, что кливаж имеет доскладчатый характер. Но проявление складчатости предполагается уже в позднелейасовое (преааленское) время [Короновский и др., 1997]. Обращает на себя внимание также то, что прорывающие отложения циклаурской свиты дайки, некоторые из которых служили подводными каналами при подводных излияниях лав, образуют систему тел, определенной общекавказской ориентации и залегают, как правило, параллельно друг другу. Очевидно их внедрение происходило по системе трещин отрыва на стадии растяжения, причем ориентация этих трещин была определена ранее в результате нормальных к простиранию Большого Кавказа стрессовых нагрузок.

С предположением о многократности импульсов стресса хорошо согласуется отмечаемое усложнение складчатой структуры и степени развития кливажа в наиболее древних отложениях

ях юрского разреза (см. рис. 11.1), а также присутствие в относительно молодых ааленских отложениях гудошаурской свиты примеси слюды политипной модификации 1М, что свидетельствует об относительно менее интенсивных вторичных преобразованиях пород верхней части разреза. Усиление и ускорение в результате проявления стрессовых нагрузок преобразований вещественного состава лейас-ааленской толщи явилось, видимо, причиной того, что, как отмечалось выше, ко времени структурной перестройки Большого Кавказа в начале байоса накопившиеся к тому времени в осевой части бассейна отложения были существенно переработаны. Соответственно, начавший поступать в байос-батские бассейны с Кавказского осевого поднятия осадочный материал (в пределах Центральнокавказского сегмента) характеризовался параметрами, свойственными для существенно измененных пород (преобладание слюд политипной модификации 2М<sub>1</sub>, см. рис. 11.1).

Нам представляется, что в пределах лейас-ааленского прогиба Большого Кавказа периодически проявлявшиеся импульсы стресса, сменявшиеся периодами растяжения, играли ведущую роль в вещественно-минералогических преобразованиях J<sub>1-2</sub> толщ, тогда как геостатический фактор в зоне развития кливажа имел подчиненное значение.

Очевидно, можно считать, что нагрузки бокового стресса на юрскую терригенную толщу эпизодически начали проявляться уже на достаточно ранних стадиях её формирования, то есть это явление имело конседиментационный характер, а соответственно активно влияло на преобразование накопившихся к тому времени отложений. В дальнейшем, в том числе в послепорское время, неоднократные импульсы проявления стресса обуславливали появление кливажа в более молодых, чем юрские отложениях, а также накладывались на уже возникший более ранний кливаж.

Вещественные и текстурно-структурные изменения толщ, возникшие в результате интенсивных вторичных преобразований, неизбежно должны были повлиять на состояние изотопных систем минеральной массы пород. Для выявления основных трендов эволюции изотопных систем были проведены соответствующие исследования глинистых пород с использованием К-Аг метода, который по ряду причин оказался наиболее пригодным для решения этих задач. Анализировалась как глинистая фракция <0,001 мм, выделенная из пород, так и сами породы. Результатом проведенных исследований является установление отчетливого тренда уменьшения измеренного возраста

пород с севера на юг, которое происходит параллельно нарастанию степени развития в породах кливажа и изменению минерального состава глинистых отложений (рис. 11.1, Ж). Причем по сравнению со стратиграфическим возрастом отложений (синемюр-бат ~205–160 млн лет) «омоложение» кливажированных пород достигает 100 и более млн лет [Гаврилов, Головин, Шкиттина, 2000; Гаврилов и др., 2001]. Это обстоятельство свидетельствует о весьма продолжительном этапе воздействия на терригенный комплекс факторов, вызывавших существенные вторичные минеральные и геохимические изменения.

Интересные данные о возрасте Дарьяльского гранитогнейсового массива приведены в работе О.З. Дудаури с соавторами [2000]. Ими были исследованы с помощью К-Аг метода пробы пород из разных частей массива и получен довольно значительный разброс значений измеренного возраста. Анализ слюдистых минералов из сравнительно свежих и наименее катаклазированных пород массива показал возраст 321±6 млн лет, что соответствует среднему карбону. Схожие цифры характерны также для пород Дзирульского и Локского массивов [Дудаури и др., 1999]. Однако анализ биотитов из катаклазированных гранитов дал существенно иные значения возраста (163–182 млн лет).

Как видим, процессы катаклаза, которые, видимо, были связаны с развитием стрессовых нагрузок, вызвали заметное омоложение возраста пород из некоторых зон Дарьяльского массива. Таким образом, как в юрских терригенных отложениях, так и в палеозойских магматических породах, под влиянием вторичных процессов, связанных, очевидно, со стрессом, происходило изменение первоначальных изотопных систем, сопровождавшееся существенным уменьшением их радиологического возраста.

В разрезе профиля по р. Чантыяргун (Чечня), в котором уже не вскрываются базальные горизонты юры, в целом прослеживаются те же закономерности, которые установлены в пересечении по р. Терек. Схожесть их заключается, в частности, в том, что переход от зоны поликомпонентных ассоциаций к серицит-хлоритовой ассоциации и области развития слюды политипной модификации 2М<sub>1</sub> достаточно быстрый и происходит на протяжении нескольких километров.

Дагестанский профиль по р. Аварское Койсу удачно дополняет профили по рекам Терек и Чантыяргун, так как позволяет рассмотреть некоторые вопросы, которые трудно было решить на примере других пересечений. Его главным достоинством является постоянство источника

поставки осадочного материала (преимущественно северная суша) на протяжении всего времени формирования терригенного комплекса в этом районе. Кроме того здесь развита широкая зона моноклиналиного залегания толщ, в пределах которой породы практически не подвергались воздействию стресса. Таким образом, при однотипности первичного состава глинистых толщ большой мощности и при отсутствии заметного воздействия на них стрессовых нагрузок в пределах моноклиналиной зоны профиля вдоль р. Аварское Койсу можно оценить влияние на постдиагенетические преобразования пород геостатической нагрузки, определяемой весом перекрывающих отложений. Достаточно определенно можно говорить о том, что среднеюрские отложения перекрывались верхнеюрскими и меловыми толщами, общая мощность которых здесь составляет 3100–3750 м ( $J_3$  – 1000 м,  $K_1$  – 900–1200 м,  $K_2$  – 1200–1500 м). В настоящее время нет убедительных свидетельств накопления более молодых, чем меловые, отложений в осевых частях Восточного Кавказа, где в настоящее время вскрываются толщи нижне- и среднеюрских отложений. Напротив, существование к северу от изученного разреза в пределах известнякового Дагестана останцов маломощных средне- и верхнемиоценовых отложений, залегающих на меловых породах (т. е. из разреза выпадает весь палеоген и нижний миоцен) скорее всего свидетельствует об относительном поднятии осевой части Большого Кавказа в послемеловое время.

Учитывая, что мощность разреза  $J_1t$ – $J_2$  оценивается примерно в 5–6 км (см. рис. 11.6), а мощность перекрывающих их отложений составляет более 3 км, наиболее древние вскрытые в настоящее время эрозией горизонты тоара опускались на глубину около 7,5–8 км. При этом подчеркнем, что если в районе р. Терек примерно такая же мощность характерна для всего мезозойского разреза, то здесь, учитывая лейасовую (верхнеплинсбахскую) часть разреза, общая мощность возрастает, как минимум еще на 3 км.

В пределах моноклинали устанавливается тенденция перехода гидрослюд политипной модификации 1М в 2М<sub>1</sub>. Но несмотря на значительную глубину, на которую погружались низы тоарского разреза, здесь все равно сохраняется ощутимая примесь слюды 1М (при доминировании 2М<sub>1</sub>). К низам тоарского разреза полностью исчезает каолинит (см. рис. 11.6).

Далее к югу в отложениях того же возраста (тоар) по мере развития кливажа происходит полный переход слюд в политипную модификацию 2М<sub>1</sub>.

Исследования профиля вдоль р. Аварское Койсу также показывают, что сжимающий стресс является мощным фактором в преобразовании отложений. Возникающий при этом кливаж влияет на физико-механические свойства пород, обуславливает переориентацию их компонентов, зачастую влечет за собой перекристаллизацию вещества. В шлифах видно, что кливажные поверхности буквально пронизывают глинистый сланец. Вместе с тем вдоль них зачастую можно наблюдать тонкие и длинные листочки новообразованной слюды (рис. 13.4), возникшей за счет вещества, концентрирующегося вдоль кливажных поверхностей. Аутигенная слюда, образовавшаяся на стадии развития кливажа или вскоре после нее, фиксируется вполне уверенно. С присутствием в породе двух типов слюд – трансформационной и аутигенной – следует, видимо, связывать появление двух фаз их политипной модификации 2М<sub>1</sub> (см. табл. 11.1, обр. 20, 25, 258).

Возрастание степени вторичных (постдиагенетических) изменений пород вдоль профиля отражается не только в составе глинистых минералов, но и в других особенностях отложений. Показательно в этом отношении органическое вещество: отражательная способность витринита в разрезе меняется в широких пределах. Так, в породах батлукской свиты (верхняя часть разреза) содержатся растительные остатки и углистые прослои,  $R^\circ$  которых составляет 1,12–1,50, что соответствует концу стадии жирных углей и началу коксовой стадии переработки вещества. В области развития среднелейасовых кливажированных сланцев значения  $R^\circ$  значительно увеличиваются (до 8–8,5), т.е. степень изменения ОВ достигает уже антрацитовой стадии. С возрастанием степени метаморфизованности ОВ связано и изменение окраски пород – от коричневатой-серой аргиллитов среднеюрских отложений до темно-серой и черной аспидных сланцев лейаса. По разрезу меняются также физические свойства пород: если в зоне моноклинали объемный вес глинистых отложений варьирует в пределах 2,5–2,6 г/см<sup>3</sup> то в нижней части разреза – в среднелейасовых, наиболее измененных породах, он достигает 2,7, иногда 2,73 г/см<sup>3</sup>.

В дагестанском разрезе  $J_{1-2}$  отмечена тенденция увеличения железистости хлорита при переходе от аргиллитов к глинистым сланцам, в разрезе р. Терек подобный тренд не зарегистрирован (возможно, вследствие недостаточного количества определений и ряда методических трудностей). Отмеченная тенденция не наблюдается и в других регионах [Карпова, 1972; Коссовская,

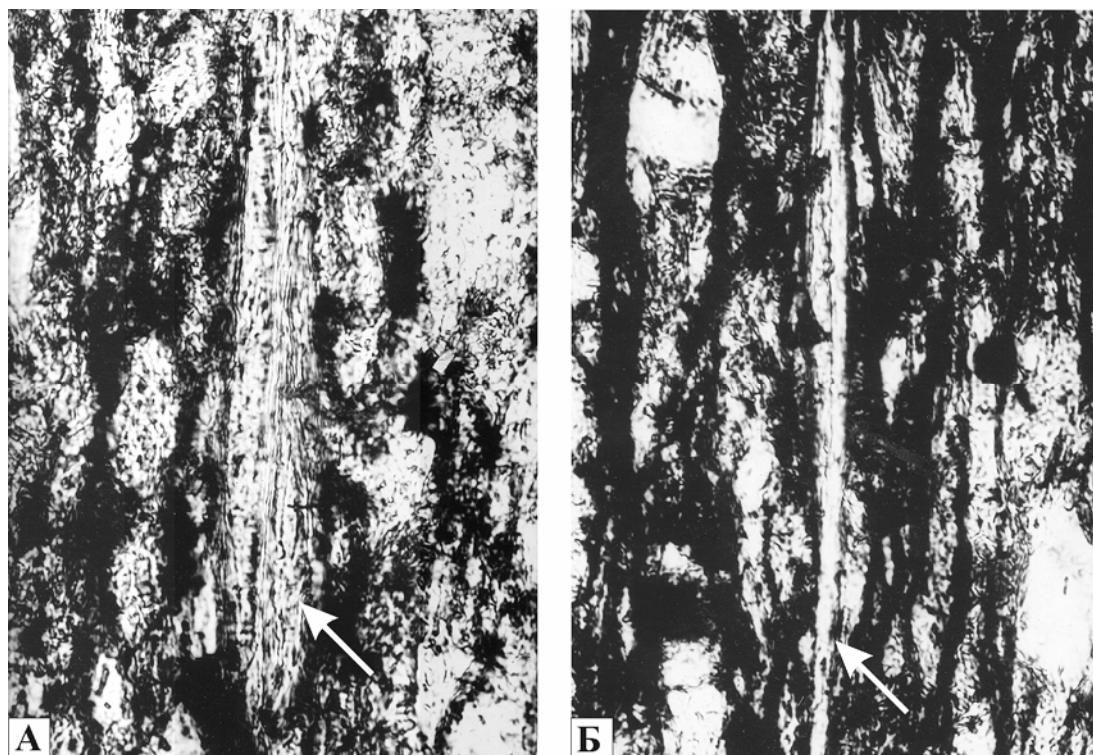


Рис. 13.4. Листочки аутигенной слюды, расположенные вдоль плоскостей кливажа (шлиф, николи параллельны, увел.×400)

Дриц, 1975; Муравьев, Салынь, 1971 и др.], что, очевидно, обусловлено спецификой постдиагенетических процессов в терригенных толщах Восточного Кавказа. Вместе с тем следует отметить, что Ж. Милло [1968] указывал на возможность перераспределения и вхождения  $Fe^{2+}$  в структуру хлорита в зонах высоких температур и давлений.

Таким образом, результаты изучения разреза по р. Аварское Койсу демонстрируют с одной стороны, существенную роль геостатической нагрузки на преобразование глинистых минералов вне зон развития кливажа, с другой – показывают ведущую роль бокового стресса, проявляющегося в максимальных изменениях глинистых толщ в зонах развития интенсивного кливажа. Причем эта закономерность устанавливается при сравнении синхронных толщ, воздействие на которые геостатической нагрузки было в общем одинаковым.

Для понимания динамики развития вторичных преобразований в толщах  $J_{1-2}$  важную информацию дают данные по минеральному составу и развитию в породах вторичных текстур в зоне распространения тоарских отложений в Бежитинской депрессии (бежитинская свита). Эти отложения развиты южнее интенсивно дислоцированных и кливажированных верхнеплинских отложений. С севера бежитинская депрес-

сия ограничена Тляротинским разрывом, плоскость которого наклонена к северу. Слои здесь также смяты в складки, разбиты разрывными нарушениями. Однако степень их дислоцированности меньше, чем среднелейасовых, и заметно неодинакова на площади: на одних участках слои смяты довольно сильно, развит хорошо выраженный кливаж, на других – они залегают сравнительно спокойно, а кливаж проявляется в зачаточном состоянии. В глинистых породах Бежитинской депрессии развиты как серициты с содержанием разбухающих слоев <5 %, так и гидрослюды, где их содержание составляет 5–10 %, а в единичных образцах даже 10–15 %. Кроме того, здесь местами появляется в ощутимых количествах слюда политипной модификации 1М. Южнее бежитинской депрессии развиты дислоцированные и кливажированные толщи среднего лейаса Главного Кавказского хребта.

Таким образом, между полями развития интенсивно кливажированных и дислоцированных среднелейасовых отложений Бокового и Главного хребтов заключена верхнетоарская толща, несущая следы гораздо менее интенсивных вторичных преобразований как минеральных, так и текстурно-структурных. То есть наблюдается картина ослабления вторичных изменений пород стратиграфически вверх по разрезу. Однако, если в области



моноклинального залегания слоев тенденция уменьшения вверх по разрезу интенсивности вторичных минеральных преобразований является вполне понятной и логичной, то здесь, где толщи бежитинской свиты окружены среднелейасовыми кливажированными комплексами, эта тенденция требует специального обсуждения. Если предполагать, что развитие кливажа происходило достаточно поздно в послееюрское время в результате развития мощных сдавливающих напряжений, то можно было бы ожидать, что весь осадочный  $J_{1-2}$  комплекс в осевых областях Большого Кавказа будет в равной степени кливажирован, дислоцирован, претерпит сходные минеральные преобразования. Но этого, как видим, нет. Нам представляется, что существующая картина может найти непротиворечивое объяснение, если принять гипотезу многоактного развития сжимающих напряжений, проявлявшихся конседиментационно, еще на стадии формирования юрских терригенных толщ. В этом случае к моменту накопления верхнеарских отложений бежитинской свиты верхнеплинсбахские толщи могли быть уже в значительной мере дислоцированы и кливажированы. Бежитинские же отложения, хотя и претерпели в дальнейшем стрессовые нагрузки, но интенсивность их была существенно меньше, чем у лейасовых отложений. Вместе с тем, в целом породы бежитинской свиты претерпели заметно большие изменения, чем одновозрастные толщи северной моноклинали профиля, т.е. сжимающие напряжения более поздних этапов воздействовали на бежитинские отложения, обусловив местами развитие кливажа и смятие слоев. Конечно, здесь, как и в районе р. Терек, на кливаж ранних этапов преобразования толщ накладывался и более поздний. Таким образом, в настоящее время мы наблюдаем интегральную картину вещественных и текстурно-структурных преобразований, происходивших на протяжении всего альпийского этапа развития региона.

В связи с проблемой изменения минерального состава вещества под воздействием стресса необходимо обсудить выявленное нами интересное явление – весьма быстрый переход от относительно слабо измененных аргиллитов северной периферии Большого Кавказа к кливажированным сланцам его центральных частей. Как видно на примере профилей по рекам Терек и Чантыргун, максимальный градиент изменения минерального состава пород наблюдается на довольно узких интервалах шириной в первые км. Чем можно объяснить возникновение такой картины?

Представляется, что наиболее обоснованным и убедительным является следующее объяснение.

Как было показано при рассмотрении гравитационных процессов, в центральнокавказском сегменте существовали конседиментационные разломы, к которым приурочены оползневые тела. Одним из таких разломов (а скорее всего системы разломов), находящийся на правом берегу р. Фардон (правый приток р. Гизельдон), был древний разлом субкавказского простираения, по которому южный блок был опущен. Причем высота геоморфологической ступени была более 100 м. Важно отметить, что по простираению этот разлом выходит в долину р. Терека южнее р. Суаргомдон – примерно в переходную зону.

Есть все основания полагать, что по этому и системе сближенных с ним разломов аналогичной ориентации в раннеюрское и, возможно, ааленское время происходило погружение расположенного южнее основания юрского прогиба, в котором накапливались мощные терригенные толщи. Таким образом, рельеф основания бассейна в этой зоне был, по всей видимости, ступенчатым с опущенными южными блоками, т.е. основание бассейна имело здесь довольно крутой перегиб. Этот перегиб, ступень в дальнейшем при развитии сжимающих напряжений (стресса) выполнял функции жесткого упора. Поэтому развитые к югу от этой линии разломов отложения претерпели значительные изменения, а к северу от неё остались слабоизмененными. В последующем, когда происходил рост Кавказа, движение по этим разломам поменяло знак и кливажированные измененные стрессом отложения были приподняты и оказались на одном гипсометрическом уровне с неизменными аргиллитами.

Таким образом, в настоящее время мы наблюдаем севернее переходной зоны, соответствующей системе конседиментационных разломов, слабоизмененные отложения, располагавшиеся на более или менее стабильном основании, в то время как южнее переходной зоны расположены отложения, испытавшие погружение и значительные стрессовые воздействия вследствие существования жесткого упора, которые в дальнейшем были приподняты до их нынешнего положения.

Помимо этой системы Суаргомских разломов (в районе р. Терек) конседиментационный характер видимо присущ и другим крупным разрывным нарушениям – Пуйскому и Нелхскому разломам, северные блоки которых на определенной стадии развития бассейна также служили жесткими упорами во время эпизодов проявления сжимающих напряжений.

Изложенные данные и результаты реконструкций, как нам представляется, позволяют утверждать следующее. Процесс формирования веще-

ственных и структурно-текстурных характеристик терригенной толщи  $J_{1-2}$  был многоактным. Становление минерального состава глинистых отложений происходило как на стадии седиментогенеза и раннего диагенеза, так и в результате интенсивных последующих преобразований.

Закономерное и согласованное изменение вдоль профиля минералогических характеристик отложений (минеральные ассоциации, политипные модификации слюды и хлорита, степень кристалличности глинистых минералов и др.) и степени развития кливажа свидетельствуют о ведущей роли стресса в процессах формирования вещественных и структурно-текстурных характеристик пород в зоне распространения кливажированных глинистых сланцев. Стрессовые нагрузки определяли общую направленность вещественных изменений пород, что, в частности, выражалось в переходе от относительно многокомпонентной ассоциации глинистых минералов, сформировавшейся в осадках водоема, к преимущественно двухкомпонентной серицит-хлоритовой, т.е. происходила унификация минерального состава глинистых пород.

Существенные преобразования лейас-ааленских отложений произошли, видимо, еще в процессе накопления толщи. Вследствие этого, когда на месте прогиба в результате предбайосской тектонической перестройки возникли поднятия, с них в байос-батские водоемы сносился терригенный материал, характерный для пород, уже претерпевших интенсивные вторичные изменения. В дальнейшем неоднократные проявления стресс-метаморфизма привели к усилению степени развития кливажа в толщах  $J_{1-2}$ , появлению в них наложенных текстур, а также обусловили образование кливажа в более молодых отложениях.

### **Особенности вторичных преобразований отложений в разрезах Дигоро-Осетинской СФЗ**

Выше был рассмотрен вопрос о характере перехода от интенсивно преобразованных отложений (прежде всего в результате стресса) к сравнительно слабо измененным, распространенным на северной периферии Большого Кавказа. Вместе с тем следует отметить, что отсутствие в них отчетливо выраженного кливажа ещё не означает, что в некоторых своих частях они не испытали влияния вторичных процессов. В этом отношении показателен профиль, образуемый системой разрезов от восточной части Лабино-Малкинской к Восточно-Балкарской и далее Дигоро-Осетинской СФЗ. Как уже отмечалось, в

пределах первых двух СФЗ отложения не несут никаких явных следов наложенных процессов помимо тех, которые произошли при погружении на сравнительно небольшую глубину (мощность перекрывающей толщи здесь менее 2 км), т.е. в результате процессов раннего катагенеза.

Но уже в Дигоро-Осетинской СФЗ картина первоначального минерального состава глинистых отложений начинает осложняться. Выше отмечалось, что в северных разрезах этой СФЗ (у сел Лезгор и Фараскат, см. рис. 10.3) отложения также лишены сколько-нибудь заметных следов наложенных вторичных процессов. Вместе с тем в более южных разрезах отмечаются свидетельства возрастания воздействия на толщу Р-Т-факторов. Прежде всего эта тенденция прослеживается в отложениях садонской и мизурской свит. На профиле видим, что на этом уровне от разрезов Лабино-Малкинской и Восточно-Балкарской СФЗ в каждом последующем разрезе в юго-восточном направлении содержание каолинита постепенно убывает. Причем это явление здесь трудно связать только с удалением разрезов от берега палеоводоема, так как в самом основании свит залегают отложения, которые (по фациальной принадлежности) обычно обогащаются каолинитом на стадии седименто- и диагенеза. Так, расположенные в основании садонской свиты (р. Ардон) углистые аргиллиты несомненно, первоначально должны были быть представлены гидрослюда-каолинитовой ассоциацией, но сейчас они практически нацело слагаются слюдистыми минералами. Причем в разрезе Штулу-Харесской депрессии (разрез г. Мацута) каолинит вообще не встречается.

Что касается нижней части тоарского разреза, то здесь (см. рис. 10.3) южнее разреза Фараскат, т.е. в направлении к прогибу Большого Кавказа, в разрезах у с. Фаснал и по р. Ардон каолинит также исчезает, хотя по геологической позиции этих отложений первоначально он здесь не только мог, но и должен был присутствовать (см. рис. 10.3).

Существующая картина распределения глинистых минералов в разрезах рассматриваемого профиля, и прежде всего в разрезах Дигоро-Осетинской СФЗ, является следствием разных факторов – как первичных седиментационных, так и вторичных, наложенных, по своей сути эпигенетических, носивших нестационарный характер.

В отличие от разреза у с. Фараскат в разрезах у с. Фаснал и по р. Ардон нижняя часть юрской толщи частично эпигенетически преобразована; заметно меняется окраска аргиллитов с коричневатой-серой до темно-серой, иногда почти черной, песчаники мизурской свиты

становятся очень плотными, крепкими, в них появляются многочисленные трещинки, заполненные кварцем. Причем зачастую трещиноватость организуется в определенную систему, похожую на зачатки кливажа. Кроме того, диагенетические конкреции, залегающие в глинистых отложениях, несут на себе следы эпигенетического кремневого метасоматоза. Все это происходит на фоне исчезновения из этой части разреза каолинита. В глинистых породах (по крайней мере р. Ардон) также появляются трещинки – следы зачаточного кливажа.

В разрезе на склоне г. Мацута в Штулу-Харесской депрессии вторичные преобразования толщи выражены уже вполне отчетливо – в породах прослеживается начальный кливаж, среди слюдистых минералов преобладают политипные модификации  $2M_1$ , следов каолинита нет.

Таким образом, исчезновение из низов разреза  $J_{1-2}$  каолинита, изменение отражательной способности витринита, явное возрастание цементированности песчаных пород мизурской свиты – все это свидетельствует об усилении вторичных (эпигенетических) преобразований

отложений (включая и низы галиатской свиты) в разрезах Фаснал – Ардон. Такая «стратиграфическая» приуроченность вторичных изменений плинсбахской и низов тоарской толщи не случайна. Нам представляется, что полоса отложений, ограниченная с севера конседиментационным разломом, находившимся несколько севернее разреза Фаснал, могла в начале тоара испытать импульс стрессовых и температурных воздействий, приведших к отмеченным выше изменениям пород. Накапливавшиеся в последующем отложения тоара и более поздние существенных изменений не претерпели. Учитывая изложенное, можно сделать вывод о том, что отмеченные преобразования носили характер конседиментационных. Причем преобразования подверглись отложения, в которых только что завершились (или не в полной мере завершились) диагенетические преобразования. То есть мы наблюдаем случай, когда существенно нарушается «нормальная» стадийность постседиментационных преобразований – фактически из этой последовательности выпадает стадия раннего и среднего катагенеза.

## ГЛАВА 14. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ ФАКТОР В ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Для выяснения роли температурного фактора в постдиагенетических преобразованиях были проведены специальные исследования на модельных объектах – в зонах воздействия на глинистые породы теплового потока, инициированного гранитными интрузиями. Одним из наиболее удобных для этой цели объектов являются отложения мукуланской свиты, развитые в районе восточной части Тырнауз-Пшекишской шовной зоны и подвергшиеся воздействию повышенных температур на этапе становления массива эльджуртинских гранитов; в результате этих воздействий изначальный состав пород заметно изменился. Для того чтобы определить характер и направленность этих изменений необходимо реконструировать возможный первичный состав отложений. Несомненным достоинством этого объекта является то, что разрез свиты располагается между двумя разрезами, не претерпевшими существенных изменений – по р. Тызыл (Лабино-Малкинская СФЗ) и в Кыртыкской впадине (Архыз-Гузерицкая СФЗ), которые имеют общие черты состава и строения. Это дает все основания предполагать близость исходного минерального состава глинистых отложений в разрезе мукуланской свиты и смежных ему разрезах.

Глубина, на которую погружались отложения трех разрезов – восточной части Лабино-Малкинской СФЗ, Кыртыкской впадины и восточной части Тырнауз-Пшекишской шовной зоны, примерно одинакова – приблизительно 2 км. Вместе с тем степень измененности отложений весьма различна. Сравнительно более высокая дислоцированность слоев мукуланской свиты связана с мобильностью этой зоны – с подвижками по крупным разломам, вызывавшими появление более мелких разрывов и локальное смятие слоев. Однако в основном породы не были подвержены воздействию интенсивных стрессовых нагрузок, отсутствует отчетливо выраженный кливаж. Можно считать, что в целом фактор давления не играл ведущей роли в процессе преобразования пород мукуланской свиты.

Другим фактором, способным вызывать интенсивные изменения пород, является температура. Действительно, носители тепла – разнообразные интрузивные тела различной морфологии и состава широко развиты в этом районе в пределах Тырнауз-Пшекишской шовной зоны.

Мукуланские же отложения в восточной части занимаемой ими территории контактируют с крупной интрузией эльджуртинских гранитов. Как показывают данные разведочного бурения [Пэк, 1962], этот массив на глубине простирается на запад, т.е. он должен был оказывать тепловое воздействие на породы мукуланской свиты. Другие интрузивные тела, непосредственно не секущие глинистые сланцы, видимо, также являлись активными теплоносителями, создавая в этом районе значительный тепловой поток.

По сравнению с породами Лабино-Малкинской зоны и Кыртыкской впадины в глинистых сланцах мукуланской свиты присутствуют иные минеральные ассоциации. В нижней части толщи вне зоны ороговикования в глинистых породах содержатся обильные выделения кристаллов андалузита (рис. 14.1), присутствует только диоктаэдрическая слюда (рис. 14.2, обр. 1304). Рентгенографическое изучение этой слюды показало, что она практически не содержит разбухающих слоев. Электронографическим методом было изучено три образца этой слюды. Они дали одинаковые электронограммы, свидетельствующие о высокой степени трехмерной упорядоченности минерала. Геометрический анализ положения рефлексов позволил установить, что слюда характеризуется однослойной моноклинной ячейкой с параметрами  $a = 5,19 \text{ \AA}$ ,  $b = 8,99 \text{ \AA}$ ,  $c = 10,12 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 100,3^\circ$ . Однако распределение интенсивностей некоторых рефлексов резко отличается от распределения, характерного для обычных диоктаэдрических слюд 1М. Это дало основание предполагать, что слюда характеризуется равномерным распределением октакатионов по доступным цис- и трансоктаэдрическим позициям в 2:1 слоях. Следует отметить, что в диоктаэдрических смектитовых минералах возможны различные варианты распределения октаэдрических катионов: от структуры с вакантной транспозицией через структуру с равномерным распределением октакатионов до структур с заселенной транспозицией [Ципурский, Ломова, 1986; Tsipursky et al., 1983]. Однако в случае диоктаэдрических слюд 1М ранее не диагностировались минералы с равномерным распределением катионов по доступным октаэдрическим позициям [Гаврилов, Ципурский, 1987б, 1988].

В верхней части разреза происходит смена минерального состава. Здесь широко распространена

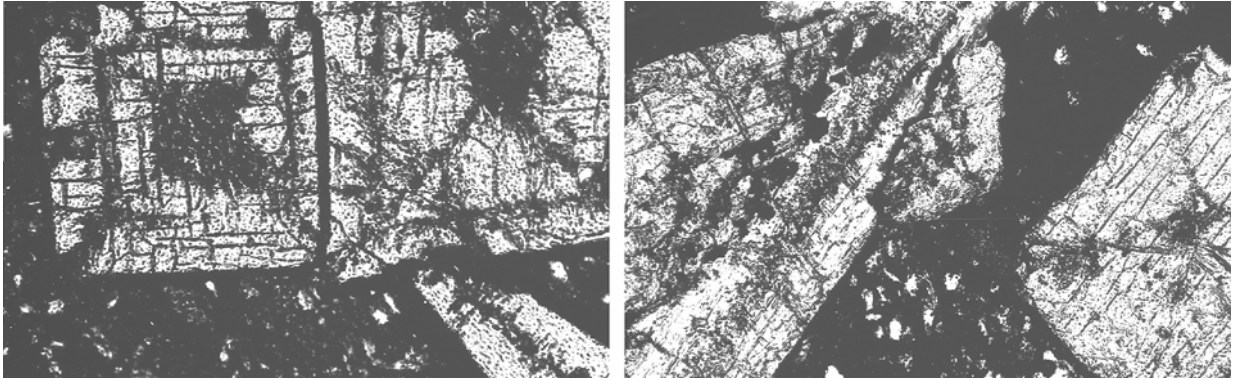


Рис. 14.1. Глинистые сланцы низов мукуланской свиты с включениями кристаллов андалузита (хиастолита); шлиф, увел.  $\times 100$

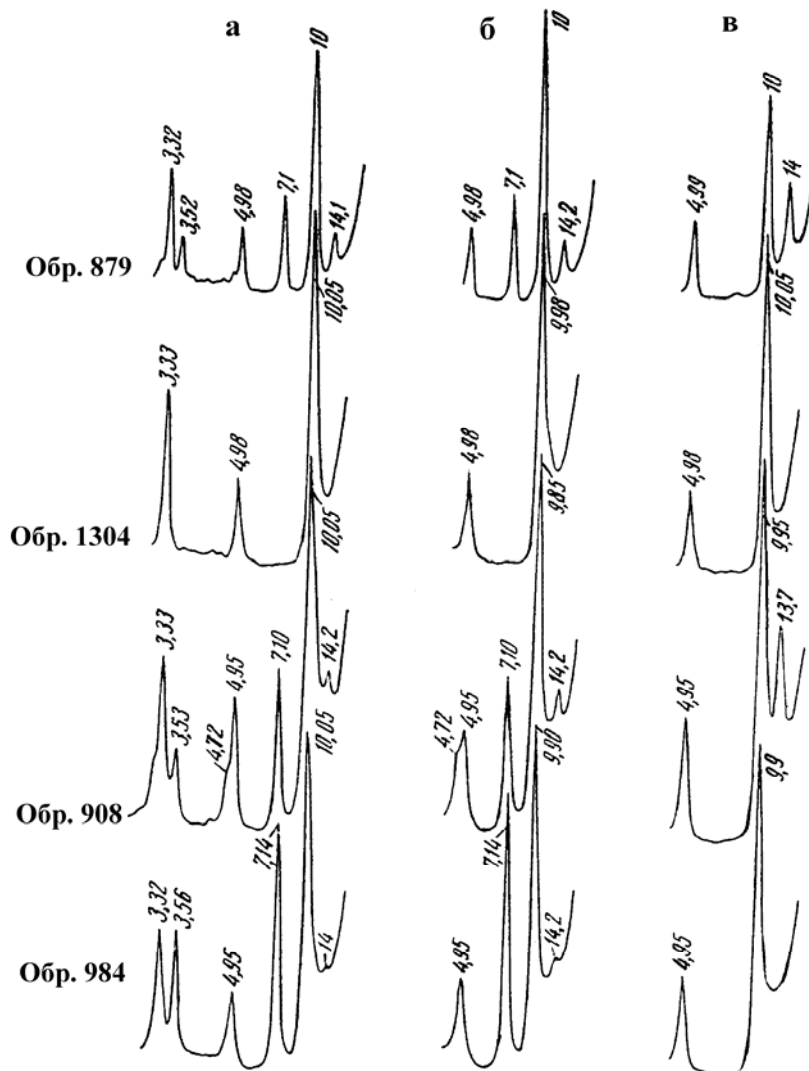


Рис. 14.2. Дифрактограммы ориентированных препаратов глинистой фракции  $< 0,001$  мм из пород Кыртыкской впадины (обр. 894, 908) и мукуланской свиты (обр. 1304, 879)

Препараты: а – природный воздушно-сухой, б – насыщенный глицерином, в – прокаленный до  $550^{\circ}\text{C}$

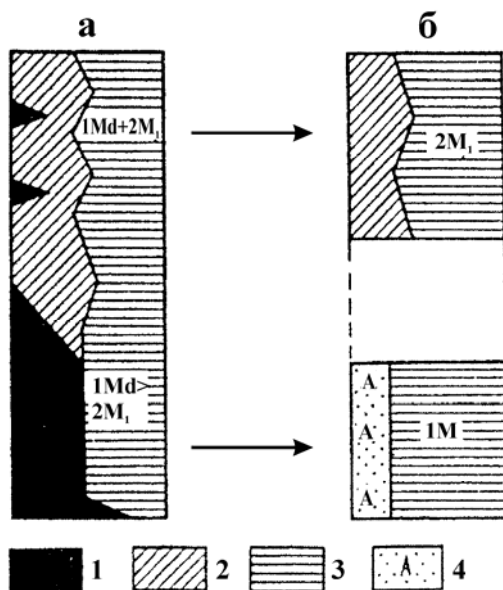


Рис. 14.3. Схема распределения глинистых минералов и андалузита в разрезах Кыртыкской впадины (а) и мукуланской свиты (б)

1 – каолинит; 2 – хлорит; 3 – слоистые минералы; 4 – андалузит

ассоциация серицит  $2M_1$  – хлорит (см. рис. 14.2, обр. 879), Слюда  $2M_1$  характеризуется высокой степенью структурного совершенства. Помимо Fe-Mg-хлорита, здесь появляется его более железистая разновидность.

Оценить направленность происшедших в породах мукуланской свиты изменений позволяет сравнение состава ее глинистых пород с отложениями смежных разрезов (рис. 14.3). Так, в нижних частях толщи в Кыртыкской впадине развита ассоциация каолинит (основная фаза) – гидрослюда (см. рис. 14.2, обр. 894), которая сменяется в мукуланских породах ассоциацией диоктаэдрическая слюда  $1M$  – андалузит. Прежде всего обращает на себя внимание близость химических составов таких минералов, как каолинит  $Si_2Al_2O_5(OH)$  и андалузит  $Al_2SiO_5$ . Учитывая сравнительно невысокую устойчивость каолинита к возрастанию P-T-параметров, можно достаточно уверенно говорить о том, что в условиях увеличивающихся температур разрушение каолинита обусловливало появление компонентов, которые кристаллизовались в виде более высокотемпературного минерала. Причем то обстоятельство, что этот процесс, видимо, происходил на глубине не более 2 км, а температура была ниже  $500^{\circ}C$ , обусловило возникновение из трех возможных полиморфных модификации системы  $Al_2SiO_5$  – андалузита (вместо дистена или силлиманита).

Смена минерала группы слоистых силикатов на минерал с островной структурой свидетельст-

вует о формировании андалузита путем синтеза. Андалузит – типичный минерал фаций контактового и регионального метаморфизма, и он действительно отмечается в роговиках тырнаузских интрузий. Однако рассматриваемые нами андалузитовые сланцы находятся вне зоны ороговикования пород. Эти сланцы имеют облик как бы испытывавших переработку в условиях позднего катагенеза: в них еще сохраняются некоторые осадочные текстуры, породы раскалываются по направлению, совпадающим или близким к слоистости.

При рассмотрении вопроса об образовании в отложениях мукуланской свиты слоистых минералов следует учитывать, что первоначально в породах помимо каолинита присутствовала примесь гидрослюда  $1Md \gg 2M_1$ , содержащей до 20 % разбухающих слоев (по аналогии с отложениями Кыртыкской впадины). В результате происшедших преобразований возникла новая слюда  $1M$ . Отметим, что в некоторых экспериментальных работах осуществлялся синтез мусковита по каолиниту, в результате которого образовывалась только слюда  $1M$  [Котов и др., 1986]. Однако авторы не приводили данных о распределении катионов в структуре синтезированных слюд.

Верхняя часть мукуланской свиты не несет следов переотложения континентальных отложений, по своему облику это морская толща. Здесь распространена ассоциация слюда  $2M_1$  – хлорит (см. рис. 14.2, обр. 879). В то же время в разновозрастных отложениях Кыртыкской впадины развита

в основном ассоциация гидрослюда  $1M_d-2M_1$  – хлорит, в существенно подчиненном количестве находится каолинит (см. рис. 14.2, обр. 908).

Таким образом, в верхней части мукуланской свиты в слюдистых минералах исчезают разбухающие слои, смесь политипных модификаций  $1M_d$  и  $2M_1$  сменяется только слюдой  $2M_1$ , помимо железисто-магнезиального хлорита появляется его высокожелезистая разновидность. О том, что эта часть толщи также подвергалась температурному воздействию свидетельствует появление локальных зон ороговикования, развитых в основном у края полосы распространения пород свиты.

Для объяснения характера некоторых процессов, протекавших в рассматриваемых отложениях, могут быть использованы результаты экспериментальных исследований. Так, в работе [Мухамет-Галеев и др., 1985] экспериментально показана принципиальная возможность политипного превращения мусковита  $1M$  в  $2M_1$  при повышенных температурах. Авторы исследования представляют процесс перехода как развитие двух последовательных реакций – растворения и кристаллизации.

Таким образом, в разных частях мукуланской свиты существуют различные минеральные ассоциации. Рассматривая возможные условия их формирования, следует отметить три обстоятельства. Во-первых, достаточно очевидна ведущая роль температурного фактора в преобразовании пород, поскольку смежные разрезы, опускавшиеся на аналогичные глубины и испытывавшие те же нагрузки геостатического давления, характеризуются иными особенностями состава и структуры глинистых минералов; несмотря на дислоцированность толщи, существенному воздействию бокового стресса породы также не подвергались. Во-вторых, поскольку полоса отложений свиты протягивается почти на 4 км, степень температурной проработки толщи, а также вероятное воздействие на нее флюидов и газовых эманаций в разных частях были неодинаковы. Эти различия, возможно, до некоторой степени повлияли на специфику минералообразования. В-третьих, важным фактором, определившим появление в результате температурных метаморфогенных процессов разных минеральных ассоциаций в мукуланской толще, явился первичный состав отложений, сформированный на стадиях седименто- и диагенеза.

Установление времени преобразований пород мукуланской свиты зависит от того, что являлось основным теплоносителем. Так, возраст биотитовых гранитоидов Эльджуртинского массива оценивается в 2 млн лет [Борсук и др., 1972] или

в 3,31 млн лет [Багдасарян, Ляхович, 1981]. Более древний возраст имеют лейкократовые граниты – около 20 млн лет. Формирование оруденения Тырныаузского месторождения также было процессом растянутым во времени (не менее 20 млн лет) [Багдасарян, Ляхович, 1981]. Все процессы рудо- или гранитообразования сопровождалось повышенным тепловым потоком и, очевидно, внесли свою лепту в метаморфизм мукуланской толщи. Причем существенно сузить этот временной интервал вряд ли можно. Дело в том, что сравнительно молодой возраст эльдуртинских гранитов определен по уже окончательно сформированному его телу. Однако период становления гранитных массивов, по некоторым данным, достигает нескольких (5–10) миллионов лет [Загрузина, 1975 и др.]. Нам представляется, что основные преобразования песчано-глинистые толщи испытали именно на таком «предварительном» этапе – до образования гранитной интрузии. В пользу этого свидетельствуют также данные ряда исследователей, указывающие на то, что зоны ороговикования пород, пространственно тяготеющие к эльдуртинскому массиву, образовались еще до внедрения гранитной магмы [Курдюков, 1973; Наумов, Учамейшвили, 1977; Хитаров и др., 1980]. Формирование в мукуланских сланцах новых ассоциаций глинистых минералов и андалузитовой минерализации (за пределами роговиков), а соответственно время воздействия на породы повышенных температур было видимо достаточно длительным процессом.

Нами были получены данные о радиологическом возрасте мукуланских сланцев в районе балки Большой Мукулан. К-Аг методом были исследованы три образца; полученные возраста колеблются от 3 до 10 млн лет, т.е. переработка лейасовых пород завершилась уже в позднеэоценовое время. В общем эти цифры удовлетворительно коррелируются с данными о времени становления эльдуртинских гранитов.

Выяснение особенностей влияния температурного фактора на преобразование глинистых пород позволяет установить специфику протекания ката- и метагенетических процессов в районах с разными режимами теплового потока. Использование результатов исследования в тесном взаимодействии с методами фациального анализа дает возможность проводить палеолитологические реконструкции глубоко измененных глинисто-сланцевых пород как Кавказа, так и других регионов.

В заключение отметим следующее. Выполненные минералогические исследования глинистых пород юрского терригенного комплекса Северного Кавказа позволили выделить области развития

минеральных ассоциаций, сформированных 1) на стадиях седименто- и диагенеза (преобладание иллита 1M, 1Md и 2M<sub>1</sub>, смешанослойных образований иллит-смектит, каолинита, хлорита, редко встречаемые смектит, смешанослойный хлорит-смектит) и 2) зонах интенсивных постдиагенетических преобразований (серицит 2M<sub>1</sub> мусковитового, редко парагонитового состава; хлорит Pb, редко смешанослойный хлорит-вермикулит). Рассмотрена и оценена роль факторов (геостатическая нагрузка, стресс, температура), влиявших на формирование ассоциаций глинистых минералов в зонах интенсивных преобразований; показано, что ведущим фактором являлся стресс, геостатическая нагрузка обычно играла подчиненную роль, температурный фактор главенствовал в зонах повышенного теплового потока (в частности, при внедрении в толщи магматических тел). Установлено, что первичный минеральный и геохи-

мический состав глинистых осадков в значительной степени влиял на состав минеральных ассоциаций пород, сформированный в результате интенсивных вторичных преобразований. Воздействие на отложения сжимающих напряжений еще на стадии накопления мощной терригенной толщи существенно нарушало нормальный стадийный ход постседиментационных преобразований отложений.

Оценка роли температурного фактора в процессах вторичных преобразований юрских терригенных отложений показывает, что она была значительна. Вместе с тем, воздействие этого фактора на породы было весьма неравномерным в разных частях развития осадочного комплекса; оно заметно возрастало и становилось главенствующим в местах, приближенных к крупным интрузивным телам и в зонах развития эффузивного палеовулканизма.



## ГЛАВА 15. ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КОНКРЕЦИЙ

В ниже- и среднеюрских глинистых отложениях Большого Кавказа встречаются кремнистые стяжения с обильной сульфидной минерализацией. Такие конкреции были описаны в отложениях, прилегающих к Фиагдонскому полиметаллическому месторождению [Стариков, Ольховский, 1961], в нижеюрских отложениях истоков р. Чантыаргун (Чечня) [Нырков, 1964], отмечались они также и в других районах Кавказа [Гурешидзе, 1986, Кикнадзе, 1984, Мацапулин, 1979 и др.]. Обычно эти конкреции рассматривались как полностью сформированные в диагенезе. Однако, как показали исследования, их формирование происходило по крайней мере в два этапа: в раннем диагенезе образовывались карбонатные стяжения, а на постдиагенетической стадии первоначальный карбонатный материал замещался кремнисто-сульфидной массой [Гаврилов, 1982, 1987, 1992, 1999]. Иногда процессы преобразования конкреций начинались уже в позднем диагенезе.

Выше отмечалось, что для лейас-ааленских отложений Восточного Кавказа в целом характерна высокая конкрециеносность, что позволило провести на широкой площади сравнительный анализ состава конкреций и на их примере рассмотреть основные тенденции вторичных преобразований их минерального состава.

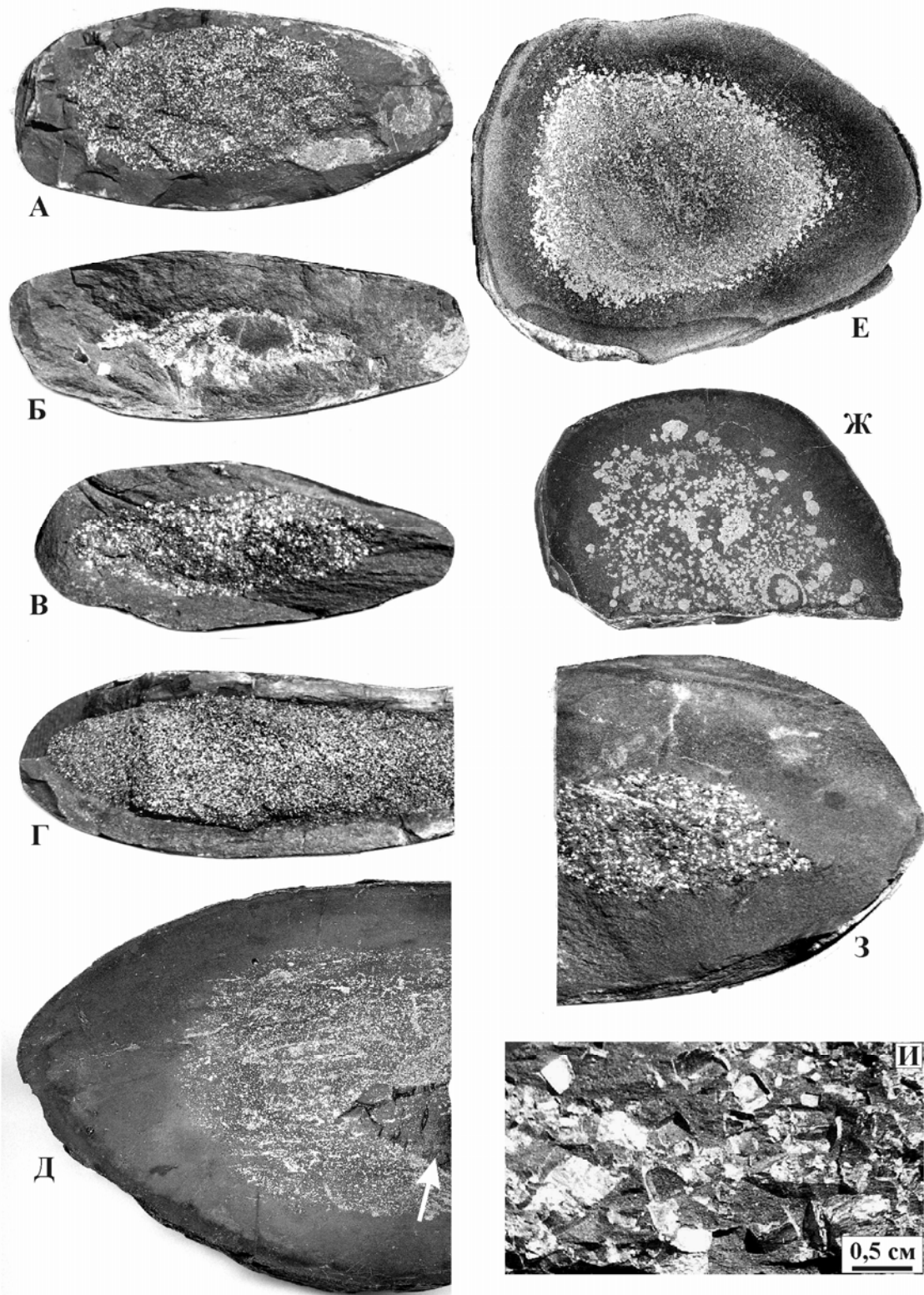
Диагенетические конкреции, прошедшие стадию окаменения, являются достаточно устойчивыми и консервативными образованиями, не изменяющими минеральный состав при погружении на достаточно большие глубины. Так, например, в разрезе по р. Аварское Койсу, по крайней мере до глубин погружения в 5–6 км, конкреции сохраняют первоначальный состав (см. табл. 9.1, обр. 38–690). Вместе с тем, южнее – в зоне развития складчатости и кливажа минеральный состав и внутренняя структура конкреций меняются. По форме и условиям залегания конкреции здесь очень похожи на стяжения из тоар-среднеюрских отложений северной части профиля, в связи с чем геологи, не изучая специально их состав, зачастую описывали их как сидеритовые. Эти конкреции также залегают цепочкообразными прослоями, преимущественно группирующимися в конкреционные пачки мощностью в несколько метров. Слойки вмещающих пород плавно облекают стяжения. Однако, если сидеритовые конкреции, как правило, имеют коричневатую-серую или коричневатую-красноватую окраску за счет окисления их с поверхности, то конкреции из кливажиро-

ванных сланцев темно-серые, аналогичные по цвету вмещающим породам.

Но наиболее существенная отличительная черта этих образований – их состав и внутреннее строение. В стяжениях часто наблюдается зональность: в центральной части находятся многочисленные обильные выделения сульфидных минералов, заключенных в темно-серой плотной массе; последняя слагает также краевые части конкреций, где выделения сульфидов, как правило, отсутствуют (рис. 15.1, 15.2; см. приложение, фототаблица 11). Сульфиды представлены хорошо ограненными кубиками размером от долей мм до 0,5 см и более (см. рис. 15.1, И), на гранях кристаллов часто видна штриховка. Основным сульфидным минералом – пиритом. Сульфидная минерализация иногда бывает настолько обильна, что при выветривании и окислении  $FeS_2$  образуются полости внутри конкреций.

Изучение нессульфидной составляющей стяжений показало, что главный породобразующий компонент –  $SiO_2$ . Результаты химических анализов этого материала приведены в табл. 15.1 (обр. 13, 17, 20) в сравнении с составом вмещающих сланцев. Как видим, содержание  $SiO_2$  в конкрециях достигает 60–70%. На дифрактограммах этих образцов фиксируются отчетливые и интенсивные рефлексы, соответствующие кварцу. Другой породобразующий минерал – хлорит, рефлексы которого также уверенно устанавливаются. Примесь гидрослюда весьма незначительна. Кварц-хлоритовый состав характерен не только для периферийной части стяжений, но и для массы, заполняющей пространство между кристалликами сульфидов в центре конкреций. Реже встречаются конкреции, в которых сульфидная минерализация отсутствует, а сложены они целиком кварц-хлоритовой массой.

Направленность изменения химического состава вещества (для главных компонентов) при переходе от вмещающих пород к конкрециям показана на рис. 15.3. Как видно, содержание одних компонентов, таких как  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $SiO_2$ ,  $MnO$ , в стяжениях из кливажированных сланцев увеличивается или иногда остается примерно на том же уровне, что и в породе, количество других, напротив, уменьшается ( $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ), что же касается  $Ca$ , то определенной закономерности в его поведении не обнаружено. Подобные изменения связаны с различием в минеральном составе вмещающих пород и стяжений: для первых, как ранее отмечалось, ха-



**Рис. 15.1.** Кварц-хлоритовые стяжения с сульфидной минерализацией, образованные по диагенетическим сидеритовым конкрециям

А–Г: конкреции из верхнеплинских отложений разреза р. Аварское Койсу; Е–З: конкреции из ааленских отложений правобережья р. Фиэгдон; Д – конкреция из нижнетатарских отложений б. Ксурт (бассейн р. Ардон), образованная по зональной анкерит (центр, отмечен стрелкой)-сидеритовой (край) конкреции (в ядре видны темные кальцитовые септариевые трещинки; неравномерность сульфидной минерализации обусловлена биогенными структурами, «запечатанными» внутри стяжения); И – внутренняя часть конкреции с относительно крупными кристаллами пирита (разрез р. Аварское Койсу)

**Таблица 15.1.** Химический состав конкреций, измененных в результате вторичных процессов, и вмещающих их глинистых пород

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	C	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
<b>Дагестан</b>																
<b>Бассейн р. Аварское Койсу</b>																
Верхнеплинскихские отложения																
<i>кливажированные сланцы</i>																
13-г	55,02	1,26	20,91	3,03	4,27	0,04	1,66	1,97	1,72	3,72	4,51	0,29	<0,1	0,63	1,46	100,49
13-к	68,85	0,42	8,45	2,61	9,17	0,04	2,12	2,72	0,63	0,48	3,3	0,11	<0,1	0,12	0,57	99,59
17-г	57,69	1,26	18,35	3,67	4,46	0,07	1,89	2,05	1,97	2,87	4,05	0,18	0,55	0,62	0,13	99,81
17-к	71,28	0,42	8,33	2,36	8,43	0,04	1,31	3,35	0,63	0,44	3,4	0,11	<0,1	0,14	0,08	100,3
20-г	62,85	0,84	13,33	3,86	6,15	0,18	2,38	2,14	1,18	1,71	3,76	0,25	0,65	<0,1	0,17	99,45
20-к	60,23	0,4	9,94	3,31	11,37	0,42	2,02	3,78	0,63	0,44	3,87	0,12	2,95	<0,1	0,14	99,65
Бежитинская свита (верхний тоар)																
226-г	57,55	1,1	18,71	2,5	6,02	0,08	2,03	2,32	1,51	2,44	4,4	0,56	<0,1	0,19	0,18	99,57
226-к	57,87	0,85	10,17	2,89	14,77	0,28	2,39	3,54	0,36	0,35	4,51	0,22	0,7	0,38	0,36	99,64
<b>Северная Осетия</b>																
<b>Разрез по р. Мидаграбиндон</b>																
Верхнеплинскихские отложения																
<i>кливажированные сланцы</i>																
501-г	57,11	0,94	21,27	2,67	4,07	0,07	2,13	2,15	1,53	3,29	3,6	0,2	0,3	0,27	0,13	99,73
501-к-1	80,26	0,42	6,83	1,93	3,55	0,06	2,39	1,27	0,8	0,47	1,5	0,08	<0,1	<0,1	0,19	99,75
501-к-2	82,26	0,34	6,48	3,14	1,32	0,05	2,2	1,04	0,68	0,42	1,44	0,1	0,35	<0,1	0,21	100
<b>Бассейн р. Ардон</b>																
<b>Разрез по р. Ардон и балке Ксург</b>																
Мизурская свита																
463-к	62,25	0,59	8,24	2,83	12,61	0,14	3,39	3,04	0,1	0,1	3,77	0,25	2,25	0,45	0,06	100,07
464-г	63,25	1,26	17,29	2,96	3,28	0,07	0,81	2,09	0,83	3,51	3,63	0,81	<0,1	0,52	0,13	100,44
464-к	55,96	0,42	3,97	3,54	8,56	0,21	11,65	2,38	0,1	0,08	2,48	0,14	8,75	0,55	0,7	99,49
466-г	60,5	1,28	18,49	3,97	2,18	0,07	0,94	1,62	0,94	3,93	3,74	1,05	<0,1	0,68	0,12	99,51
466-к	57,5	0,82	10,73	2,05	14,66	0,18	2,48	3,42	0,1	0,13	4,83	0,32	1,7	0,63	0,14	99,69
407-г	72,22	0,84	11,76	0,92	3,77	0,01	1,97	1,5	1,29	2,18	2,59	0,33	0,25	<0,1	0,11	99,75
407-к	61,65	0,69	9,85	0,72	13,62	0,14	2,49	3,93	0,29	0,23	4,76	0,25	1,00	0,03	0,16	99,81
Галиатская свита (нижняя часть)																
424-г	56,77	1,11	17,75	5,25	4,22	0,09	1,42	2,89	1,04	2,44	4,46	1,00	0,1	0,47	0,83	99,84
424-кц	60,57	0,42	3,34	4,81	3,68	0,21	11,79	2,34	0,19	0,1	1,35	0,14	8,25	0,27	0,82	99,54
424-кк	51,63	0,68	9	4,33	13,2	0,25	6,08	4,34	0,1	0,1	4,93	0,28	3,6	0,51	0,56	99,82
Койрахская свита (район с. Зинцар)																
477-г	59,92	1,01	17,33	5,06	3,52	0,07	1,16	2,27	1,25	3,29	3,8	0,71	0,35	0,3	0,21	100,34
477-к	49,21	0,64	11,93	3,13	14,99	0,3	5,3	4,29	0,19	0,19	5,82	0,24	3,75	0,29	0,3	100,57
<b>Бассейн р. Урух</b>																
<b>Разрез у с. Фаснал</b>																
Мизурская свита																
559-г	57,19	0,85	23,93	2,61	0,95	следы	0,86	1,23	0,45	5,91	4,4	1,04	<0,1	0,07	0,02	99,51
559-к	25,69	0,35	8,43	0,87	29,06	0,59	5,15	7,61	0,22	0,14	3,75	0,04	17,62	<0,1	0,24	99,74
560-к	36,67	0,32	6,67	0,98	26,91	0,68	3,00	6,05	0,22	0,23	2,93	0,08	14,5	0,1	0,65	99,99
565-г	54,75	0,85	22,83	3,01	3,82	0,03	0,92	1,98	0,79	4,31	5,41	1,14	<0,1	0,16	0,05	100,05
565-к	47,31	0,24	7,34	0,56	10,2	0,23	15,43	1,8	0,34	0,28	3,19	0,2	6,35	0,62	6,2	100,29
569-г	54,35	0,81	21,82	1,65	5,3	0,03	1,47	1,93	0,68	4,31	5,62	0,96	<0,1	0,48	0,1	99,51
569-кц	7,76	следы	3,52	0,26	5,03	0,42	42,97	0,83	0,54	0,21	1,62	0,2	27,3	0,3	7,35	98,11
569-кк	62,03	0,26	7,09	0,37	10,99	0,14	7,79	1,87	0,14	0,18	3,08	0,16	4,4	0,32	0,85	99,67
Джигмаринская свита																
602-г	60,34	0,87	18,97	3,63	2,08	0,04	0,98	1,52	1,08	2,97	5,14	1,39	<0,1	0,64	0,07	99,72
602-к	10,03	0,31	4,65	1,13	37,48	0,57	4,28	6,59	0,27	0,66	1,45	0,34	32	0,26	0,21	100,23
609-г	59,38	0,85	18,9	3,77	2,89	0,04	0,74	1,74	0,54	2,71	5,08	1,2	<0,1	0,65	0,17	99,88
609-к	27,63	0,32	7,48	0,59	4,49	0,31	28,63	1,37	0,81	1,00	2,13	0,38	23,75	0,4	0,49	99,78
<b>Кабардино-Балкария</b>																
<b>Разрез по левобережью р. Черек Безенгийский</b>																
Джигиатская свита																
<i>нижнегигитские слои, породы вблизи дайки</i>																
705к	8,58	0,34	6,34	5,29	20,54	0,86	17,94	8,21	0,25	0,15	3,78	0,5	26,7	<0,1	0,09	99,57

Продолжение таблицы 15.1

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	C	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
705-к2	59,42	0,55	15,07	1,64	9,59	0,01	2,4	2,5	2,07	0,84	4,02	1,16	<0,1	0,1	0,15	99,52
706-к	28,43	0,55	11,65	1,92	6,37	0,46	22,79	3,45	3,06	0,31	3,39	0,78	17,15	<0,1	0,01	100,32
<b>Шекиш-Тырныаузская шовная зона</b>																
Лейас																
<i>глинистые сланцы над рудником Тырныаузского месторождения</i>																
878к	61,49	0,43	10,23	2,00	12,84	0,18	3,29	2,89	0,17	0,27	3,97	0,37	<0,1	<0,1	0,41	98,54
<b>Адыгея</b>																
<b>Разрез по р. Белая</b>																
Нижнеюрские отложения																
конкреции из кливажированных глинистых сланцев																
946-к	83,97	0,17	3,96	1,09	3,47	0,04	3,48	0,15	0,17	0,31	1,04	0,37	0,7	<0,1	0,04	98,96
947-к	74,55	0,13	3,34	1,11	3,77	0,17	8,86	0,34	0,25	0,17	1,38	0,26	5,00	0,11	0,34	99,78
998-к1	76,16	0,32	11,24	0,85	4,43	0,03	1,09	1,3	0,68	1,2	2,52	0,2	<0,1	0,15	0,11	100,28
998-к2	65,9	0,47	13,35	1,49	9,01	0,02	1,02	2,2	0,54	1,05	4,14	0,3	<0,1	0,23	0,4	100,12
969-к	43,76	0,13	7,2	1,03	23,89	0,4	1,33	3,6	0,14	0,64	2,2	0,28	14,85	0,2	0,06	99,71
конкреции из аргиллитов, подвергшихся вторичным изменениям																
1008-к	30,75	0,28	7,29	0,46	28,61	1,23	2,29	4,36	0,27	0,78	2,06	0,24	20,65	0,14	0,11	99,52
1010-к	30,17	0,15	5,14	1,48	25,42	0,68	7,36	4,23	0,2	0,23	1,88	0,18	16,45	0,15	6,3	100,02
1013-к	26,63	0,22	4,63	1,99	31,08	0,51	3,43	4,35	0,27	0,38	1,04	0,34	24,25	0,34	0,08	99,54
1015-к	29,05	0,33	8,01	2,1	25,65	0,68	5,13	4,84	0,27	0,52	2,18	0,4	18,6	0,35	0,42	99,94
1016-к	27,32	0,25	6,6	1,13	27,65	0,89	6,92	3,18	0,41	0,78	1,72	0,3	21,7	0,15	0,64	99,64

Примечание. г – глинистые породы, вмещающие конкреции, к – конкреция, кц – центр конкреции, кк – край конкреции

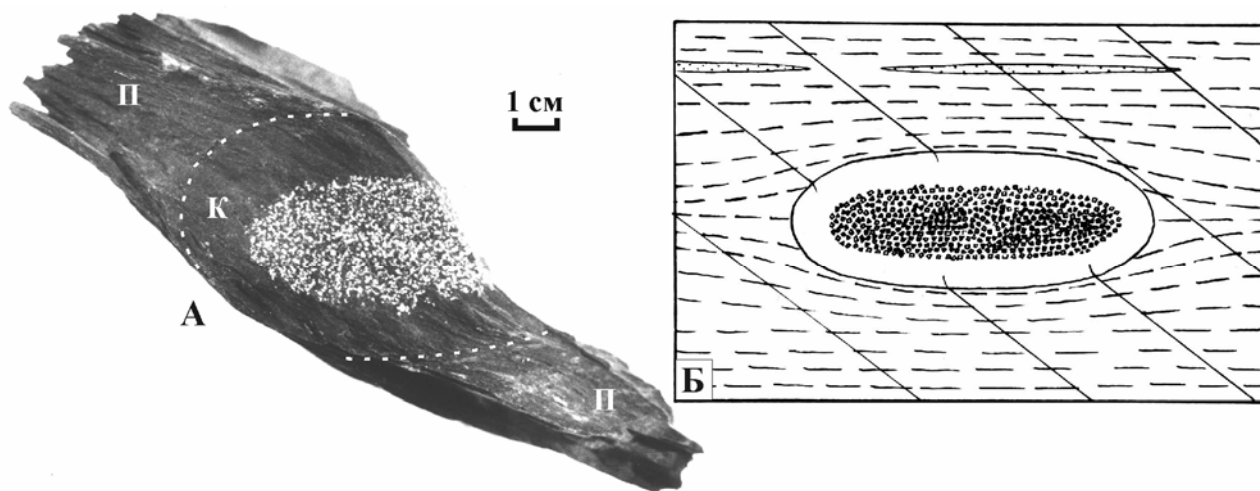
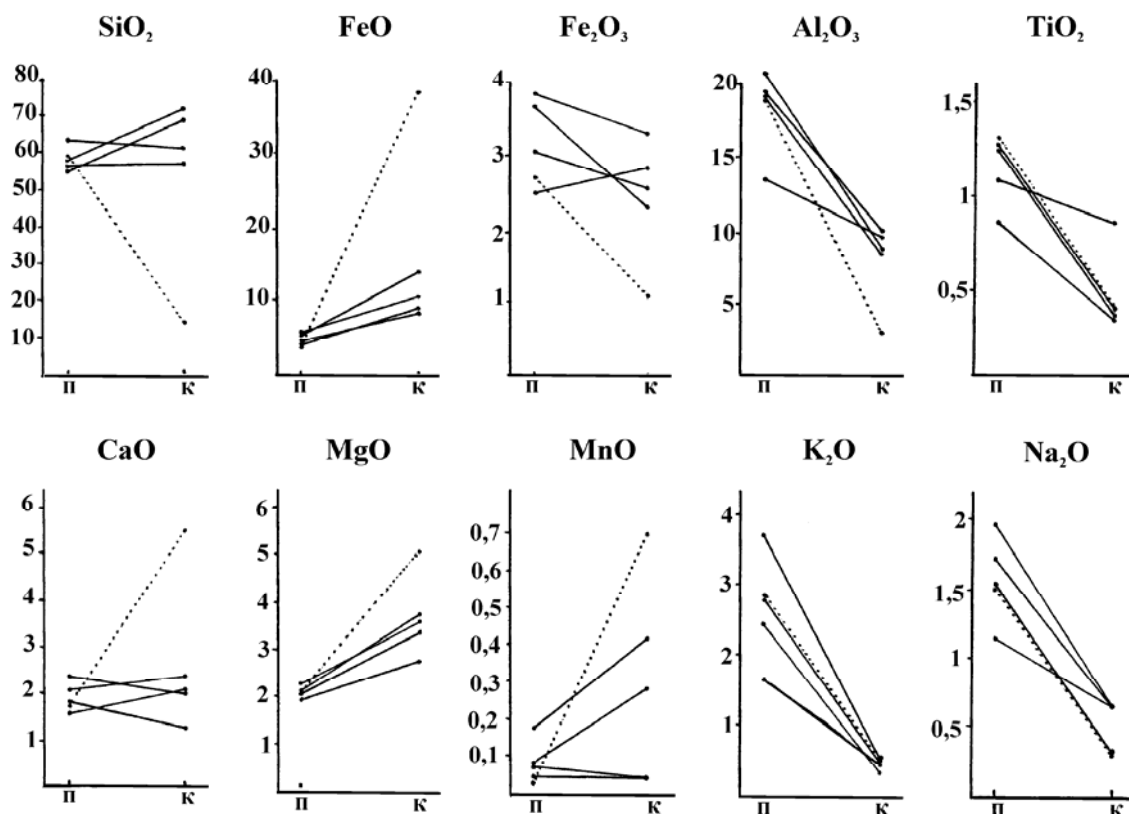


Рис. 15.2. Фото (А) и зарисовка (Б) кварц-хлоритовой с сульфидной минерализацией конкреции (к) во вмещающей породе (п)

Наклонные линии на (Б) соответствуют кливажным плоскостям на (А), косо секущим седиментационную слоистость

рактен хлорит-гидрослюдистый состав, для вторых – кварц-хлоритовый. Не остаются безразличными к выявленным различиям и малые элементы. Содержание большей части элементов сокращается при переходе от вмещающих пород к конкрециям (Cr, V, Cu, Pb, Ga, Mo), тогда как для Ni, Co (иногда Cu) обнаруживается обратная тенденция – увеличение их концентрации в конкрециях (табл. 15.2).

Весьма показательной является связь между составом конкреций, степенью кливажированности пород и ассоциациями глинистых минералов, прослеживаемая в разрезе J<sub>1-2</sub> профиля вдоль р. Аварское Койсу (см. рис. 11.5). Как видим, с севера на юг по мере нарастания интенсивности кливажа и перехода от поликомпонентных ассоциаций глинистых минералов к серицит-хлорито-



**Рис. 15.3.** Диаграмма химического состава конкреций и вмещающих пород  
п – вмещающая порода, к – конкреции; сплошная линия – кварц-хлоритовые конкреции и вмещающие их породы, прерывистая – сидеритовые конкреции

**Таблица 15.2.** Содержание малых элементов в конкрециях (к) и вмещающих глинистых породах (г), в  $10^{-4}\%$

№обр	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
<b>Северная Осетия</b>									
р. Ардон, б. Ксурт, мизурская свита									
466/г	81	47	145	30	<40	34	30	2,4	1,8
466/к	42	69	102	61	18	10	18	3,2	<1,5
403/г	137	45	170	29	12	31	23	1,7	~1,5
403/к	42	116	117	29	24	17	19	1,8	<1,5
407/г	78	49	102	~20	13	20	22	~1,5	1,5
407/к	43	84	95	26	28	26	19	2,6	<1,5
412/г	135	51	152	25	13	25	24	<1,5	1,7
412/к	39	78	69	55	32	35	16	2,3	<1,5
р. Ардон, с. Зинцар, аален									
477/г	65	40	130	37	13	33	26	1,7	1,6
477/к	33	58	85	51	19	30	18	2,6	<1,5
левобережье р. Фиагдон, тоар									
512/г	71	36	112	35	11	23	26	1,8	1,7
512/к	33	51	88	84	18	80	17	2,2	<1,5
Дагестан, р. Аварское Койсу, верхний плинсбах									
13г	63	30	108	40	<10	22	31	2,0	1,5
13к	27	50	54	32	16	14	15	2,1	<1,5
17г	70	33	105	36	12	24	21	1,9	1,5
17к	24	55	52	28	20	10	13	1,8	<1,5
20г	48	36	72	30	17	14	14	1,6	<1,5
20к	28	50	48	20	18	10	10	1,7	<1,5

вой ассоциации и от преобладания слюд политипной модификации 1М к модификации 2М<sub>1</sub> происходят существенные изменения состава конкреций. Так, содержание CO<sub>2</sub> и FeO в них падает, а SiO<sub>2</sub>, напротив, возрастает. Причем происходят эти изменения на сравнительно узком интервале (несколько километров), что хорошо видно на профиле. Важно подчеркнуть, что изменения минерального состава стяжений можно наблюдать в отложениях одного возраста (например, нижнеоарских) и сходной фациальной принадлежности.

Особый интерес представляют аутигенные образования бежитинской свиты. Как уже отмечалось, отложения этой свиты на площади ее развития в разных частях кливажированы и дислоцированы весьма неравномерно. Там, где слои залегают спокойно и не несут следов интенсивных вторичных преобразований, в аргиллитах встречаются сидеритовые конкреции, которые аналогичны сходным образованиям, залегающим в тоарских отложениях северной моноклиальной зоны.

Вместе с тем, в ряде мест отмечаются локальные интенсивные вторичные изменения толщи. Так, например, в районе р. Симбирисхеви (правого притока р. Хзанор) наблюдается существенное

смятие слоев и развитие отчетливо выраженного кливажа, в результате чего породы приобретают облик глинистых сланцев; здесь же отмечены кварцевые жилы. В этих сланцах появляются кварц-хлоритовые конкреции с обильной сульфидной минерализацией (см. приложение, фото-таблица 11). В табл. 15.1 приведены данные анализов конкреций из зоны интенсивных вторичных изменений (обр. 226), а в табл. 9.1 из зоны, где эти изменения минимальны (обр. 224). Как видим, состав конкреции обр. 226к практически идентичен составу конкреций обр. 13–20 из верхнеплинбахских интенсивно кливажированных сланцев, тогда как обр. 224к представляет собой карбонатную породу преимущественно сидеритового состава и аналогичен стяжениям из тоар-среднеюрских отложений северной зоны.

Таким образом, в одновозрастных отложениях бежитинской свиты, в разной степени подверженных вторичным изменениям, распространены конкреционные образования различного состава. Полная идентичность их морфологии и условий залегания приводят к выводу, что первоначально все конкреции, будучи диагенетического происхождения, имели сходный, а именно сидеритовый состав. В дальнейшем же состав некоторых из них изменился под воздействием постдиагенетических процессов. Если в отложениях бежитинской свиты эти изменения носили локальный характер, то в породах зоны развития кливажированных сланцев, в наибольшей степени подверженных переработке (прежде всего залегающих между Тляротинским и Тлимкапуслинским разломами верхнеплинбахских толщ) подобные явления проявились повсеместно.

Установленные закономерности изменения минерального состава диагенетических конкреций в связи с интенсивностью постдиагенетических преобразований весьма отчетливо прослеживаются также в разрезе по р. Белой (Адыгея). Как видно из рис. 10.5, по мере изменения индекса кристалличности слюд, степени выраженности кливажа вдоль профиля происходят также существенные изменения в компонентном составе изначально сидеритовых конкреций. Так, содержание в них  $\text{SiO}_2$  от аргиллитов к зоне кливажированных глинистых сланцев увеличивается от 12 % до ~85 %, напротив,  $\text{CO}_2$  уменьшается от 29 % до нуля или первых процентов, аналогично ведет себя  $\text{FeO}$  – от ~38 % до первых процентов. Сокращение содержаний  $\text{CO}_2$  и  $\text{FeO}$  прежде всего связано с уменьшением в стяжениях количества сидерита. Вполне логичным в связи с этим представляется уменьшение в этом же направлении содержаний  $\text{MgO}$  и  $\text{MnO}$ , поскольку  $\text{Mg}$  и  $\text{Mn}$  входят в состав сидерита в виде

изоморфных примесей. Сложнее выглядит картина распределения  $\text{CaO}$ , так как  $\text{Ca}$  практически не входит в структуру сидерита, ведет себя достаточно независимо и не обнаруживает в этом разрезе закономерных изменений.

На примере этого профиля, в пределах которого развиты отложения одного возраста, испытывавшие примерно одинаковую геостатическую нагрузку, хорошо видно, что изменения карбонатных стяжений происходило прежде всего в зонах воздействия на породы стрессовых нагрузок и, видимо, несколько повышенных температур. Аналогичные закономерности выявлены нами в юрской терригенной толще вдоль профиля, пересекающего всё поле развития этих отложений по р. Терек [Гаврилов и др., 1999]. Таким образом, на примере ниже- и среднеюрских отложений, развитых вдоль профилей по р. Аварское Койсу (Дагестан), р. Терек (Осетия и Грузия), р. Белая (Адыгея), отчетливо проявляется значительная роль стресса в изменении пород, поскольку в местах распространения наименее измененных отложений залегают сидеритовые стяжения, а на участках, подвергшихся интенсивному кливажированию – кварц-хлоритовые стяжения с сульфидной минерализацией.

Для того, чтобы оценить воздействие температурного фактора на поведение диагенетических карбонатов вне зоны развития кливажа, нами были проанализированы конкреции из аргиллитов приконтровой зоны с дайкой, прорывающей юрские отложения на левобережье р. Черек Безенгийский (район р. Эльсу). Здесь отсутствуют какие-либо признаки развития кливажа, но тем не менее конкреции в непосредственной близости от тела дайки (~0,15 м) претерпели существенные изменения первоначального состава (см. табл. 15.1, обр. 705-к2). Как видим, в стяжении отсутствуют карбонатные минералы, а сложена она кварц-хлоритовой массой с немногочисленной сульфидной минерализацией. На некотором расстоянии от дайки (первые метры) залегают уже вполне обычные карбонатные диагенетические конкреции (см. табл. 15.1, обр. 705-к). В другой пачке этого разреза (переслаивание песчаников и аргиллитов) в изначально карбонатных конкрециях под влиянием повышенной температуры произошли лишь частичные изменения: сидерит в основном разрушился, в то время как карбонат  $\text{Ca}$  сохранился лучше (см. табл. 15.1, обр. 706-к). Таким образом, воздействие высоких температур на диагенетические конкреции также приводило к разрушению карбонатов и замещению их кварц-хлорит-сульфидной массой.

В рассмотренных случаях образование кварц-хлорит-сульфидных конкреций происходило в

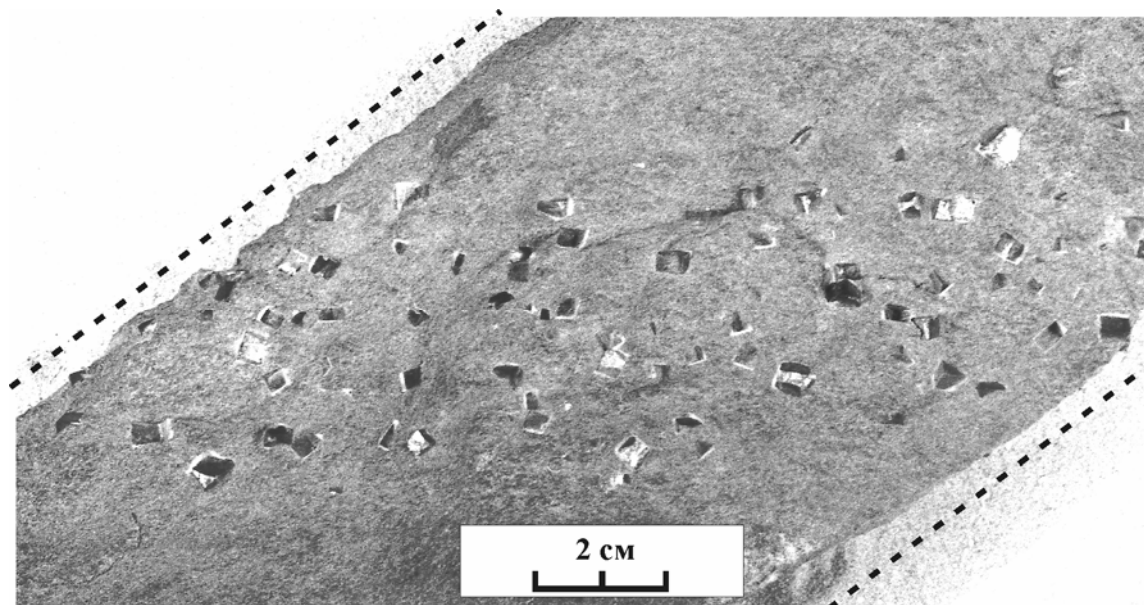
результате метасоматического замещения первичного диагенетического вещества при участии формирующихся на этой стадии литогенеза флюидов. Их состав реконструировать довольно сложно, однако по наличию в толщах кварцевых жил, иногда содержащих кристаллы сульфидов, а также по продуктам замещения сидеритовых конкреций можно говорить о том, что растворы содержали кремнезем и, видимо, сероводород.

Морфологическое разнообразие скоплений сульфидных выделений в конкрециях, а иногда их отсутствие, указывает на то, что замещение происходило по-разному: с сохранением или выносом Fe за пределы конкреций. В случае зональных стяжений с сульфидной минерализацией замещение осуществлялось постепенно со всех сторон с появлением по их периферии зон с новообразованными кварцем и хлоритом, причем при образовании последнего использовалась часть железа, содержащегося в конкрециях. Незрасходованное свободное Fe перемещалось к центру, где при взаимодействии с  $H_2S$  образовывало мелкокристаллическую вкрапленность сульфидов (см. рис. 15.1, 15.2, приложение, фототаблица 11). Зональное строение конкреций обусловлено в частности переходом эквивалентных количеств Fe из карбонатной формы в сульфидную, что сопровождалось уменьшением объема, занимаемого минералом. Поскольку в конкрециях этого типа имело место перераспределение железа, уменьшение количества FeO в зональных стяжениях относительно сидеритовых характерно только для их краевых частей, тогда как общее содержание железа для всей конкреции, т.е. с учетом сульфидной зоны, в целом меняется незначительно. Вместе с тем, существование кварц-хлоритовых стяжений, в которых сульфидная минерализация отсутствует, указывает на то, что иногда процесс метасоматического замещения  $FeCO_3$  сопровождался выносом железа за пределы конкреций. Такая разница в поведении железа может быть связана с различием физико-механических свойств конкреций, т.е. с их проницаемостью для флюидов, с неодинаковой степенью проработки самой толщи, с вариациями в первоначальном составе диагенетических стяжений, а также, возможно, и с некоторыми другими факторами.

Помимо конкреций, сидерит в песчано-глинистых толщах может находиться в рассеянном виде, образовывая слои мощностью от нескольких сантиметров до первых дециметров и протягивающиеся на десятки и сотни метров, входящие в состав конкреций, вымытых при подводных размывах осадка и образующих конкре-

ционные конгломераты. В каждом из этих случаев сидерит может служить источником Fe при образовании сульфидной минерализации. Так, по дисперсно рассеянному сидериту возникает мелкая вкрапленность сульфидных кристалликов по всему объему слоев сланцев или песчаников, изначально обогащенных  $FeCO_3$ . Следует отметить, что помимо сидерита источником Fe являются также гидроксиды Fe, не перешедшие в диагенезе в иные минеральные формы (особенно при недостатке  $C_{org}$ ), и железистые разности силикатных минералов. При замещении кремнисто-сульфидной массой непрерывного сидеритового слоя может образоваться горизонт относительно большой протяженности с обильной сульфидной минерализацией (рис. 15.4). В этом случае, если не учесть возможности его образования описанным выше путем, сульфидный слой можно ошибочно принять за первично диагенетический или рассматривать его в качестве следов эксгальциционно-осадочного процесса. Метасоматическое замещение сидерита сульфидами в пластах конкреционных конгломератов приводит к появлению горизонтов с галькой, в значительной степени пиритизированной. Сложность образования таких пластов необходимо иметь в виду при генетических реконструкциях в зонах колчеданных месторождений.

Полученные нами данные по изменению карбонатных конкреций в зонах проявления стрессовых нагрузок и повышенных температур позволяют оценить поведение в меняющихся условиях различных карбонатных минералов. Так, в нижних частях юрского разреза по б. Фаснал (бассейн р. Урух) встречаются конкреции, которые первоначально (после образования их в диагенезе) представляли собой зональные кальцит-сидеритовые стяжения (ядро кальцитовое, периферическая часть сидеритовая) (см. табл. 15.1, обр. 569-кц, 569-кк). В дальнейшем в результате вторичных преобразований сидеритовая зона практически полностью заместилась кварц-хлоритовой массой, в то время как центральная известковая часть в значительной мере сохранила свой первоначальный состав. Сходная картина наблюдается в зональных конкрециях в низах разреза по р. Ардон (см. табл. 15.1, обр. 424-кц и 424-кк, рис. 15.1, Д); причем весьма неплохо сохраняются септариевые трещинки, заполненные кальцитом. Следует отметить, что как в разрезе по р. Ардон, так и в разрезе у с. Фаснал, эти конкреции залегают в отложениях, подвергшихся вторичным преобразованиям в сравнительно слабой степени; в породах же, интенсивно кливажированных, диагенетические карбонаты в кон-



**Рис 15.4.** Слой сульфидной минерализации (в виде вкрапленников пирита), образованный по слою с сидеритовым цементом, в пласте мелкозернистых песчаников; разрез верхнеплинских отложений р. Аварское Койсу. Пунктиром обозначено направление плоскостей кливажа

крециях практически не сохраняются. Из приведенных данных можно сделать вывод о том, что в меняющихся термодинамических обстановках диагенетические карбонаты по-разному реагируют на эти изменения: менее стабильными оказываются карбонаты Fe, в то время как карбонаты Ca в этих условиях, видимо, более устойчивы.

Интерес представляет вопрос о времени метасоматических замещений, однако решить его однозначно достаточно трудно. Нами отмечались некоторые особенности сульфидной минерализации, указывающие на её появление во время возникновения кливажа. Так, в сланцах бежитинской свиты (р. Симбирисхеви, Дагестан), наблюдалась конкреция, которая пересекалась кливажом (см. приложение, фототаблица 11). При этом сульфидная минерализация образовывала не сплошное поле в центре конкреции, а несколько линзовидных скоплений, ориентированных внутри стяжения вдоль плоскости кливажа, т.е. сульфидная минерализация такого рода диагенетической быть не может. Следовательно, время минеральных изменений диагенетических конкреций здесь определяется временем развития кливажа, а импульсы его развития, как указывалось выше, проявлялись неоднократно в ранне- и среднеюрской истории Большого Кавказа.

Весьма интересной особенностью конкреций из нижней части разреза лейаса по р. Фаснал и р. Ардон является то, что они нередко пересекаются тонкими трещинками, вдоль которых внутри конкреций развивается наиболее обильная

сульфидная минерализация; на поверхности стяжений отмечаются следы их деформации вдоль плоскостей, на которых видны мелкие зеркала скольжения, уходящие внутрь конкреций. Такие трещинки и зеркала скольжения в принципе могли возникнуть в 2 случаях: 1 – при стрессовых нагрузках на толщу, содержащую конкреции, к этому времени уже окаменевшие; 2 – при воздействии относительно незначительных (умеренных) по величине стрессовых нагрузок на толщу, заключающую в себе уже сформированные, но не полностью окаменевшие стяжения.

Поскольку в толще отсутствует хорошо выраженный кливаж, а наблюдается только зачаточная однонаправленная трещиноватость, наиболее вероятным является 2-й вариант. Из этого следует, что боковой стресс и повышенные температуры воздействовали на толщу вскоре после её накопления (она прошла в целом стадию диагенеза, но диагенетические конкреции ещё не успели окаменеть окончательно).

Обращает также на себя внимание то, что не все стяжения в полной мере метасоматически замещены кварц-хлоритовой массой (см. табл. 15.1, обр. 559, 560, разрез р. Фаснал), хотя конкреции, залегающие в смежных пачках, замещены в гораздо большей степени (см. табл. 15.1, обр. 565). Такой «избирательный метасоматоз», по нашему мнению, является следствием различий в первоначальном составе вмещающих конкреции отложений. Действительно, при интенсивных воздействиях на толщу внешних факторов (P-T) и развитии



хорошо выраженного кливажа растворение силикатной части пород происходит вне зависимости от их первоначального минерального состава (то есть все породообразующие минералы подвергались в той или иной мере трансформации). Формирующиеся при этом флюиды могли переносить растворенные в них вещества из одних частей толщи в другие, переотлагать их, участвовать в процессах метасоматоза.

Однако при сравнительно слабом воздействии на породу Р-Т факторов (по сравнению с кливажированными сланцами осевых частей Большого Кавказа), что наблюдается в нижней части разрезов Фаснала и Ардона, такие восприимчивые к внешнему воздействию минералы как каолинит разрушались, в то время как более устойчивые слюдистые минералы существенно не менялись. В таком случае сформированные на седиментационной и диагенетической стадиях состав и характер распределения глинистых минералов в разрезах, начинали играть существенную роль в формировании растворов, насыщавших отложения. В пачках, первоначально обогащенных каолинитом, разрушение последнего способствовало насыщению растворов рядом компонентов, и прежде всего  $\text{SiO}_2$ . Соответственно, именно в этих пачках явление кремневого метасоматоза при образовании новых силикатных минералов проявлялось прежде, чем в других пачках, где состав отложений был в основном слюдистый. Думается, что этим обстоятельством обусловлена отмеченная неравномерность в замещении кварц-хлоритовой массой диагенетических конкреций разреза р. Фаснал. В этой связи уместно также вспомнить стратифицированное распространение андалузитовой минерализации в отложениях кистинской свиты, образование которой также в значительной мере определялось первоначальным составом отложений, а именно – обогащенностью их каолинитом.

В связи с проблемой времени воздействия на толщи сжимающих напряжений отметим ещё одну особенность конкреций из кливажированных сланцев. Так, в разрезе верхнего тоара по р. Артхмосцкали (правобережье р. Терека) были описаны стяжения веретенообразной формы, длинная ось которых ориентирована вдоль плоскости кливажа. Аналогичные стяжения описывались Г.А. Чихрадзе [1981]. Их образование, как нам представляется, начавшись в раннем диагенезе, затем было осложнено импульсом стресса, в результате чего конкрециеобразующее вещество сконцентрировалось вдоль линий пересечения конкреционного слоя и плоскости кливажа. В этом случае мы имеем свидетельство проявления стрессовых нагрузок на относительно слабо литифицированные отложения. Отметим, что нами также неоднократно наблюдались свидетельства миграции сульфидного материала при воздействии стресса на ещё не окончательно окаменевшую породу.

Как видим, наблюдения над аутигенными образованиями в толще  $J_{1-2}$  позволяют решать не только литогенетические задачи, но оценивать также время проявления некоторых тектонических событий.

В связи с изложенным отметим следующее. Развитие кливажа обычно связывается с процессами, относимыми к стадии метагенеза. В некоторых же из рассмотренных нами случаев проявление сжимающих напряжений и развитие кливажа происходило в еще не до конца литифицированных отложениях. То есть из последовательного ряда вторичных преобразований как бы выпадает (или предельно сокращается) стадия катагенеза (о чем уже говорилось выше при обсуждении преобразований глинистых пород). Это обстоятельство свидетельствует о том, что по крайней мере для складчатых областей не всегда соблюдается традиционная стадийная схема вторичных изменений осадочных толщ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные закономерности накопления и последующих преобразований осадочных толщ нижней и средней юры бассейна Большого Кавказа, а также особенности их химического и минералогического состава, позволяют рассматривать формирование этих толщ в связи с общими, единичными трендами геологического развития региона. Среди многочисленных факторов, определявших формирование структуры осадочного комплекса на стадии седиментации, можно выделить следующие – это неравномерность прогибания ложа бассейна, колебания уровня моря, в том числе эвстатические, вариации в интенсивности поставки осадочного материала в бассейн осадконакопления.

Интенсивное прогибание и долгопериодная трансгрессия (2-го порядка), имевшая глобальный характер, на протяжении ранней и средней юры определяли общий фон развития региона.

Вместе с тем, многие геологические процессы в это время на территории Большого Кавказа носили импульсный характер. Это выражалось в неравномерности прогибания ложа бассейна, в импульсности развития трансгрессий и регрессий (3-го порядка), в формировании на определенных этапах и за короткий срок геохимических аномалий, многократности проявления сжимающих напряжений (стресса), влиявших на развитие кливажа (и, возможно, складчатых деформаций).

Импульсность прогибания, а также трансгрессий и регрессий отчетливо фиксируется в разрезах разных частей водоема по структуре осадочных циклов и характеру изменения внутри них фациальных типов отложений. Выяснено, что с одной стороны ряд трансгрессивных эпизодов совпадал с этапами резкого погружения дна бассейна (по крайней мере некоторых его частей), с другой – с трансгрессиями (в ряде случаев эвстатическими), установленными для других регионов [Hallam, 1988 и др.]. Образование геохимически аномальных горизонтов тесно связано с развитием трансгрессий и регрессий и в связи с этим они занимают в разрезах вполне закономерное положение. Этапы прогибания, трансгрессивные и регрессивные эпизоды достаточно точно датируются, будучи привязанными к аммонитовой зональной шкале.

Существенным образом на развитие бассейна оказывали влияние вариации стресса в литосфере.

В целом для бассейна в лейас-ааленское время был характерен режим растяжения, в том числе процессы рифтогенеза, что проявлялось на пассивных континентальных окраинах в масштабах всего Тетиса [Ломизе, Панов, 2001; Atlas Tethys..., 1993].

Вместе с тем, как некоторые полученные нами результаты, так и геологические данные других исследователей, говорят о том, что на фоне общего растяжения возникали эпизоды сжимающих напряжений, а соответственно, и сопутствовавшая им интенсификация вторичных преобразований пород. Подтверждением этого положения могут служить следующие факты. 1. Наличие следов стрессового и, видимо, температурного воздействия на верхнеплинсбахские отложения Северной Осетии (бассейны рек Ардон и Урух) и отсутствие этих следов в более молодых толщах. 2. То обстоятельство, что ко времени тектонической перестройки на границе аалена и байоса накопившиеся в бассейне толщи уже претерпели интенсивные постдиагенетические преобразования и с центральных поднятий бассейна в байосско-батские водоемы Центрального Кавказа начал сноситься существенно измененный материал (сланцевые минералы политипной модификации 2M<sub>1</sub>). 3. Невысокая степень изменений минерального состава и относительно слабая выраженность вторичных текстур и деформаций верхнететисских отложений Бежитинской депрессии по сравнению с окружающими ее интенсивно дислоцированными более древними толщами, а также появление в ааленских отложениях гудошаурской свиты разреза по р. Терек примеси слюды политипной модификации 1M. В этих же отложениях нами отмечалось воздействие стресса на отложения, в которых еще не закончилось формирование диагенетических конкреций, что привело к изменению их морфологии, выразившееся в образовании веретенных стяжений, ориентированных вдоль плоскостей кливажа, т.е. стресс воздействовал на еще не вполне литифицированные осадки. Данные В.Г. Талицкого по развитию кливажа в юрских толщах свидетельствуют о начале его формирования еще до образования складок (т.е. в добайосское время) [Гаврилов и др., 1999], что также говорит в пользу достаточно ранних проявлений стрессовых нагрузок.

На существование фаз деформации отложений в раннем тоаре и в преааленское время указывалось в работах [Леонов, 1969; Ажгирей, 1958, 1963, 1968; Короновский, Ломизе, Гушин и др., 1997; Ростовцев, Никанорова, 1970; Кахадзе, Цагарели, Нуцубидзе, Зесашвили, 1960 и др.].

Ю.Г. Леоновым [1969] было показано, что в раннем тоаре складкообразовательные движения были сосредоточены прежде всего у западной и восточной частей Пшекиш-Тырныузской шовной зоны и севернее ее, а также (несколько меньшей активности) южнее – в междуречье Уруха и Баксана. По всей видимости с этой фазой связаны также некоторые деформации, установленные Г.Д. Ажгиреем в Северной Осетии. Рассматривая вопросы тектоники Садонского района, он отмечал, что в конце домерского времени произошли интенсивные блоковые движения по системам крутопадающих разломов, продольных и поперечных по отношению к простиранию оси прогиба [Ажгирей, 1968]. Перед раннетоарской трансгрессией (вторая половина зоны *falcifer*) на относительно приподнятых тектонических блоках подверглись полному размыву песчаники мизурской толщи (~300 м) и значительная часть вулканогенных пород садонской свиты (~500 м), что свидетельствует о значительных амплитудах смещений по сбросам. Такие существенные смещения, очевидно, и были причиной того, что в пределах некоторых тектонических блоков тоарские сланцы залегают непосредственно на палеозойских кристаллических породах. При обсуждении литологических особенностей тоарских отложений этого района выше отмечалась плохая сортированность нижней части галиатской свиты, сложенной глинисто-алевритовыми отложениями с включениями мелкой кварцевой гальки, которые, видимо, являлись продуктами размыва ранее образованных отложений. Эти блоковые тектонические движения по сбросам, происходившие на первом этапе формирования прогиба Б. Кавказа, видимо, не сопровождалась складкообразованием, по крайней мере на участках, непосредственно примыкающих с севера к зоне максимального прогиба [Ажгирей, 1968]. По результатам многолетних исследований в Горной Осетии Г.Д. Ажгирей пришел к выводу о существовании свидетельств проявления эпизодов деформаций (в том числе и складчатых) в лейас-ааленское время и рассматривал их как конседиментационные. В частности, он полагал, что следует выделять фазу тоар-ааленской конседиментационной складчатости, сформировавшейся, по его мнению, главную, основную часть складчатых структурных форм в центральных тектонических зонах Большого Кавказа [Ажгирей, 1958, 1963, 1968 а, б и др.].

Н.В. Короновский с соавторами [Короновский, Ломизе, Гушин и др., 1997], рассматривая главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса, отмечали, что фазы складчатости имели место в начале лейаса, перед ааленом, в начале байоса, перед келловеем и др. (нас в этом ряду прежде всего интересуют преааленская и предбайосская фазы).

Возможность существования складчатых деформаций, образовавшихся в юрской терригенной толще на ранних стадиях ее формирования, отмечалась и другими геологами. Так, К.С. Диваков, рассматривая закономерности размещения сульфидного оруденения в юрской сланцевой толще Южного Дагестана, отмечал, что наиболее значительные рудопроявления локализируются в приядерных частях крупных складок с размахом крыльев до 1,5–3 км и протяженностью до 10 км и более; эти складки, по его мнению, имеют довольно раннее дорудное заложение, в отличие от ослоняющей их мелкой складчатости [Диваков, 1975].

Существуют также структурные наблюдения, свидетельствующие о возможном воздействии сжимающих напряжений на лейасовую толщу на начальных этапах ее формирования. В.И. Шевченко в бассейне р. Фиагдон описал сравнительно небольшой по амплитуде надвиг, образование которого произошло в плинсбахское время [Шевченко, 1984]. Возможно, и некоторые другие надвиги, описанные в нижнеюрских толщах, имеют лейасовый возраст, но не всегда можно проследить ясные геологические взаимоотношения, позволяющие установить время их образования.

Эпизоды сжимающих напряжений, которые в осевой зоне прогиба приводили к формированию кливажа и возможно складчатых деформаций, по периферии бассейна могли проявляться в образовании дизъюнктивных дислокаций. Интересные данные по возрасту некоторых групп разрывных нарушений приводятся в работе [Кахадзе и др., 1960]. Эти исследователи отмечают, что Г.Е. Пиллюченко и С.И. Левицкий на Хумаринском угольном месторождении выделяли несколько разрывов, которые можно считать предтоарскими. Однако И.Р. Кахадзе с соавторами считают, что преднижнетоарские разрывы в районе исследований имеют ограниченное распространение. Гораздо увереннее И.Р. Кахадзе с соавторами говорят о преааленских разрывах. Они считают, что в районе между Тебердой и Кубано-Малкинским водоразделом преааленские разрывные нарушения фиксируются вполне определенно. Появление разрывов авторы связывают с проявлением тектонических движений донецкой фазы, которые, по их мнению, начались в конце позднего плинсбаха – перед ранним тоаром в виде слабых складчатых деформаций, а заверши-

лись перед ааленом регрессий и образованием разрывов. Эти же исследователи описывали незначительное угловое несогласие между тоарскими и ааленскими отложениями, что отмечали также [Ростовцев, Никанорова, 1970].

Наиболее мощная предбайосская фаза складчатости и причины ее проявления подробно рассмотрена в работах М.Г. Ломизе и Д.И. Панова [1992, 2000, 2001].

Таким образом, по нашему мнению, можно говорить о многофазности проявления сжимающих напряжений в юрском бассейне Большого Кавказа.

Заметим, что в результате воздействия на толщи сжимающих напряжений (определенной интенсивности) в них может даже не возникать складчатых деформаций, при том, что в это время происходят существенные минеральные и текстурные изменения пород. В частности, интенсивность развития кливажа не всегда зависит от степени складчатых деформаций, что хорошо видно на примере относительно слабо дислоцированных слоев кистинской свиты, перекрывающих гранитогнейсы Дарьяльского массива (см. рис. 2.7), в которых развит совершенный кливаж. В связи с этим проблема времени возникновения складчатых деформаций не является ведущей при обсуждении вопроса об основных фазах вещественных преобразований юрских толщ, хотя, будучи в определенной степени связанной с эпизодами сжимающих напряжений, она также несомненно важна для понимания динамики развития этих преобразований.

Вопрос о наложенных складчатых деформациях в юрских толщах Большого Кавказа, а соответственно об их многоактности, рассматривался в [Видяпин, Рогожин, Сомин, 1986]; эти исследователи отмечали, что хрупкие разрывные деформации, о которых свидетельствует внедрение ранних даек, могут проявляться и на самых ранних стадиях структурной эволюции осадочных толщ складчатых поясов.

Представленные в работе геологические данные дают нам основание полагать существование нескольких конседиментационных (по крайней мере лейас-ааленских) импульсов стресса в ранне- и среднеюрской истории кавказского региона.

Ранее, конседиментационное начало развития кливажа и его в целом общекавказская ориентация, по всей вероятности, были главной причиной сходной ориентации подавляющего большинства диабазовых даек. Их внедрение происходило на стадиях растяжения вдоль плоскостей начавшего зарождаться к тому времени кливажа. Причем поскольку по крайней мере часть даек служила подводными каналами для образования вулканогенных горизонтов цикла-

урской свиты (и ее возрастных аналогов), первые стрессовые импульсы должны были проявиться ещё до образования этой толщи. Однако процесс формирования дайкового комплекса не был одноактным. На фотографии правобережья р. Терек в районе г. Казбеги хорошо видно в целом субпараллельное залегание большинства даек в толще циклаурской свиты (приложение, фото-таблица 12), иногда осложняемое взаимным пересечением даек (отмечено стрелкой), что свидетельствует о различном времени их внедрения.

Поскольку Крым и Кавказ образуют, в целом, единую систему с общими чертами истории геологического развития, в контексте обсуждаемого вопроса приведем данные, касающиеся времени образования некоторых складок в таврической серии в Горном Крыму. Проведенные нами наблюдения показали, что в замках острых складок нередко залегают изогнутые, пластично деформированные диагенетические сидеритовые конкреции. Характер деформаций конкреций свидетельствует о том, что они имели место еще до окончательного окаменения стяжений – в позднем диагенезе – раннем катагенезе, то есть по своей сути являлись конседиментационными. Такой сценарий образования складок вполне согласуется с предположением о периодическом воздействии стрессовых импульсов на накопившиеся к тому времени отложения (если только эта складчатость не имела гравитационную природу).

Вариации стрессовых нагрузок в литосфере не только могут вызывать вещественные преобразования в рифтогенных бассейнах, но также быть причиной флуктуаций уровня моря. Существуют тектонические модели, базирующиеся на относительно быстрых изменениях сжимающих и растягивающих напряжений, которые хорошо согласуются с установленной картиной развития нижне- и среднеюрского комплекса Большого Кавказа.

Различные аспекты вопроса о связи горизонтальных напряжений в земной коре с вертикальными движениями рассматривал Е.В. Артющков [Артющков, 1979; Artyushkov, 1973]. Однако наиболее разработанный тектонический механизм для объяснения региональных флуктуаций уровня моря в пределах 1-10 см/1000 лет, имеющих магнитуду до нескольких сотен метров, предложили в середине 80-х годов С. Клотин с соавторами [Cloetingh, 1986; Cloetingh, McQueen, Lambeck, 1985; Cloetingh, Wortel, 1985 и др.]. Согласно этой модели флуктуации уровня моря связаны с изменениями горизонтального стресса порядка нескольких килобар. Авторы полагают, что взаимодействие между стрессом и изгибом литосферы, вызванным нагрузкой осадочных

масс, может обуславливать отчетливые колебания уровня моря в окраинных частях осадочных бассейнов, по величине превышающие 100 м. С. Клотин с соавторами отмечали также, что гляциальные флуктуации [Pitman, Golovchenko, 1983] не являются единственным механизмом, способным вызвать колебания уровня моря более чем в 1 см/1000 лет, а также магнитудой около 100 м.

Различные независимые исследования литосферных деформаций в районах активных континентальных окраин и внутриплитной тектонической нагрузки привели к выводу о том, что горизонтальные стрессы существуют в литосфере и могут достигать магнитуд в несколько килобар [Lambeck et al., 1984; McAdoo, Sandell, 1985]. С. Клотин предполагал, что быстрые флуктуации стрессовых полей связаны с коллизийными процессами; фрагментация плит также связана с сильными изменениями стрессовых напряжений [Wortel, Cloetingh, 1981].

Не вдаваясь в существо построений и реконструкций С. Клотина, отметим, что, согласно его выводам, вариации в относительном уровне моря по крайней мере в 10 м могут быть вызваны региональными изменениями горизонтального стресса порядка в нескольких сотен бар. Если стрессовые реорганизации происходят в масштабе времени  $\sim 10^6$  лет, то соответствующие скорости изменения уровня моря должны быть около 1 см/1000 лет. Предложенный С. Клотинем тектонический механизм применим для достаточно широкого спектра осадочных обстановок [Jordan, 1981; Sheridan, 1983; Suttner et al., 1986; Meulenkamp, 1982; Cloetingh, Wortel, 1985]. Вариации стресса связаны, видимо, со значительной реорганизацией в литосферных стрессовых полях.

Использование предложенной С. Клотинем с соавторами модели развития осадочных бассейнов, по нашему мнению, на данном этапе исследований позволяет наилучшим образом объединить в единую картину (систему) многочисленные факты и тренды, установленные при изучении геологических, седиментологических, геохимических, минералогических особенностей формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что по крайней мере некоторые упомянутые выше «фазы складчатости» (например, такие, как раннетюрская, предааленская, предбайосская, предкелловейская) совпадают с регрессивными эпизодами, установленными для бассейна Большого Кавказа.

Таким образом, нам представляется возможным связывать с импульсами напряжений разно-

го знака в палеобассейне Большого Кавказа следующие геологические процессы.

С этапами *растяжения*:

- усиление процессов прогибания, которые в отдельные периоды приобретали характер импульсных,

- внедрение в осадочные толщи даек общекавказского простирания,

- развитие трансгрессий (короткопериодных), с чем в свою очередь связано

- а) уменьшение поставки в водоем грубозернистого материала,

- б) накопление в осадках повышенных количеств ОВ и формирование сидеритонесущих отложений;

- в) смена одних источников сноса осадочного материала на другие, что обуславливало изменение геохимического облика накапливавшихся при этом отложений.

С этапами *сжимающих напряжений*:

- интенсификация постдиагенетических преобразований отложений,

- формирование кливажа и активизация сопутствующих процессов,

- блоковые движения и возможные складчатые деформации,

- регрессивные эпизоды в развитии бассейна, с чем в свою очередь связано

- а) выдвигание в более мористые части водоема относительно мелководных фаций вплоть до континентальных, образование биогермных построек и т.д.,

- б) образование отложений с Fe-оолитами вплоть до рудных скоплений.

С эпизодами как растяжения, так и сжатия, была связана активизация конседиментационных разломов и образование гравититов различной морфологии (олистоолиты, олистостромы и т.д.).

Если при опускании осадочных толщ на глубину под воздействием геостатической нагрузки происходило сравнительно постепенное удаление из отложений захороненных вод, то при воздействии на эти толщи относительно непродолжительных импульсов стресса из них за короткий промежуток времени должны были выделиться значительные массы воды с растворенными в ней компонентами, включая ОВ, разнообразные газы и др. Соответственно, можно предполагать, что одновременно могло происходить усиление гидротермальной активности в регионе и поступление в палеоводоем выносимых с гидротермами веществ.

Представляется вполне реальным, что анализ осадочных комплексов других складчатых областей в предлагаемом нами направлении позво-

лит разработать более общую комплексную модель, учитывающую взаимосвязь эпизодов усиления вторичных (постдиагенетических) преобразований, колебаний уровня моря, изменений в характере седиментации и образовании соответствующих геохимических аномалий. Если эта модель найдет подтверждение на примере других относительно «молодых» и «простых» складчатых сооружений альпийского пояса (подобных Б. Кавказу), то станет возможным решать обратную задачу – по структуре осадочных толщ, по трансгрессивно-регрессивной цикличности в сложнодислоцированных древних осадочных бассейнах (прошедших гораздо более сложный и длительный путь тектонического развития) оценивать количество стрессовых импульсов и, исходя из этого, реконструировать динамику развития постседиментационных преобразований, которые эти толщи претерпели.

При этом необходимо отметить, что при таком сценарии конседиментационного импульсного воздействия на накапливающиеся толщи сжимающих напряжений существенно видоизменяется традиционная стадияльная схема пост-

седиментационных преобразований отложений, поскольку осадки, прошедшие только стадию диагенеза (иногда даже не до конца), могут подвергаться интенсивному стрессу и претерпевать преобразования, по характеру и интенсивности свойственные стадиям позднего катагенеза или даже метагенеза. Сходная картина имеет место в современных аккреционных призмах. Соответственно, необходимо внести существенные изменения в представления о характере и времени миграции образующихся при этом растворов, а также о закономерностях локализации переносимого ими вещества, вплоть до формирования рудных концентраций элементов.

В итоге важно подчеркнуть, что колебания уровня моря, установленные для Кавказского региона, хорошо коррелируются с колебаниями уровня морей других регионов (по крайней мере Тетической области и прилегающих территорий). Из этого следует вывод о том, что развитие бассейна Б. Кавказа, характеризуясь своими индивидуальными чертами, в значительной мере определялось гораздо более общими – глобальными и субглобальными – геологическими трендами.

## ЛИТЕРАТУРА

- Агаев В.Б.* Стратиграфия юрских отложений азербайджанской части Большого Кавказа // Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Баку: ГИН АЗССР, 1979. 45 с.
- Ажгирей Г.Д.* Возраст складчатых сооружений северных тектонических зон Центрального Кавказа // Научн. докл. высш. школы геол.-геогр. науки. 1958. № 1. С. 201–207.
- Ажгирей Г.Д.* К вопросу о главных этапах тектонической и магматической истории Большого Кавказа // Вестн. МГУ. 1963. № 4. С. 3–14.
- Ажгирей Г.Д.* Геологический очерк Центрального Кавказа в пределах Северной Осетии и сопредельных территорий // Труды Ун-та Дружбы народов им. П. Лумумбы. Т. 40. Вып. 3. 1968а. С. 3–37.
- Ажгирей Г.Д.* Тектоника Садонского района // Труды Ун-та Дружбы народов им. П. Лумумбы. Т. 40. Вып. 3. 1968б. С. 49–71.
- Алиев А.Г., Акаева В.П.* Геохимические фации юрских отложений юго-восточного Кавказа и смежных районов Дагестана // Труды Института геологии Дагестанского филиала АН СССР. Т. 1. 1957. С. 119–134.
- Алиев А.Г., Акаева В.П.* Фациальные особенности и условия накопления осадков юры Юго-Восточного Кавказа и смежных районов Дагестана // Труды Третьего Всесоюзного совещания по литологии и минералогии осадочных пород. Баку, 1962. С. 467–557.
- Андронов С.М., Ильина Н.С.* О юрских железорудных горизонтах Северного Кавказа // Сов. геология. 1941. № 3. С. 49–60.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Архангельский А.Д.* Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1930. Т. 8. Вып. 1, 2.
- Афанасьев Г.Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 139 с.
- Багдасарян Г.П., Ляхович В.В.* Новые данные по абсолютному возрасту горных пород Тырныауза // Геология рудных месторождений. 1981. Т. 23. № 4. С. 97–102.
- Батурин В.П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.
- Батурин Г.Н.* Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Безбородов Р.С.* Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносности. В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 107–254.
- Безносков Н.В.* Юрские аммониты Северного Кавказа и Крыма, *Phylloceratina* и *Lytocerasatina*. М.: Гостоптехиздат, 1958. 119 с.
- Безносков Н.В.* Материалы по биостратиграфии верхнебайосско-батских отложений Северного Кавказа // Труды ВНИИГАЗ. Вып. 10(18). 1960. С. 226–253.
- Безносков Н.В.* Байосские и батские отложения Северного Кавказа. М.: Недра, 1967. 178 с.
- Безносков Н.В., Шелховский В.В.* Юрская система. Нижний и средний отделы. Вост. часть Сев. Кавказа. Геология СССР. Т. IX. Ч. 1. М.: Недра, 1968. С. 168–185.
- Безносков Н.В., Казакова В.П., Леонов Ю.Г., Панов Д.И.* Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. В кн.: Материалы по геологии газоносных районов СССР. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 109–191.
- Белт Э.С.* Характер циклотем каменноугольного возраста Шотландии и их палеофациальное значение. В кн.: Дельты – модели для изучения. Под ред. М. Бруссарда. М.: Недра, 1979. С. 237–268.
- Беридзе М.А.* Геосинклиальный вулканогенно-осадочный литогенез (на примере раннеальпийских формаций Южного склона Большого Кавказа) // Тбилиси: Мецниереба, 1983. 191 с.
- Богатырев Б.Л., Делицын И.С.* Предтоарский латеритный профиль выветривания на плато Бечасын (Северный Кавказ). В кн.: Кора выветривания. Вып. 16. М.: Наука, 1978. С. 161–171.
- Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П.* О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды // Литология и полезн. ископаемые. 1969. № 5. С. 151–154.
- Бойко Г.Л.* К сопоставлению особенностей РОВ юрских черносланцевых толщ Горной Осетии и сопредельных областей, вмещающих рудные месторождения типичных углеродисто-терригенных отложений. Сев.-Осет. ун-т. Сев.-Кавк. горно.-металлург. ин-т Орджоникидзе, 1988. 5 с.
- Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л.* Этапы кайнозойского магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 135–138.
- Ботвинкина Л.Н.* Слоистость осадочных пород // Труды ГИН АН СССР. 1962. Вып. 59. 542 с.
- Бровков Г.Н.* О зональности и стадийности процессов минералообразования в терригенных породах нижнего аалена юго-восточного Дагестана // Докл. АН СССР. 1958а. Т. 122. № 6. С. 1079–1082.
- Бровков Г.Н.* О присутствии аллювиальных отложений в верхнем лейасе Дагестана // Тр. Геол. ин-та Дагестанского филиала АН СССР. Т. 1. 1958б. С. 230–235.
- Бровков Г.Н.* Конкреции угленосных отложений аалена Дагестана // Докл. АН СССР. 1960. Т. 135. № 3. С. 705–708.

- Бровков Г.Н.* Фациальные и палеогеографические условия накопления отложений нижнего аалена Юго-Восточного Дагестана // Труды Геол. ин-та Дагестанского филиала АН СССР. Т. 2. 1961. С. 10–24.
- Бровков Г.Н., Москаленко Т.А.* Лептохлоритовый горизонт в отложениях средней юры Центрального Дагестана // Докл. АН СССР. 1961. Т. 36. № 1. С. 163–166.
- Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 311 с.
- Варданянц Л.А.* Горная Осетия в системе Центрального Кавказа // Труды ЦНИГРИ. Вып. 25. 1935. 108 с.
- Вахрамеев В.А.* Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
- Вейл П.Р., Митчем Р.М.* Глобальные циклы относительных изменений уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. Т. 1. М.: Мир, 1982. С. 160–215.
- Видятин Ю.П., Рогожин Е.А., Сомин М.Л.* О наложенных складчатых деформациях в юрских толщах Большого Кавказа // Сообщ. АН ГССР. 1986. Т. 122. № 3. С. 553–556.
- Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Волков И.И.* Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 271 с.
- Гаврилов Ю.О.* О диагенетическом ритмообразовании // Литология и полезн. ископаемые. 1979. № 4. С. 132–143.
- Гаврилов Ю.О.* Аутигенные образования юрских отложений Западного Дагестана // Литология и полезн. ископаемые. 1982а. № 2. С. 32–46.
- Гаврилов Ю.О.* Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. М.: Наука, 1982б. 100 с.
- Гаврилов Ю.О.* Конкрециеобразование в глинистых толщах мезозоя и кайнозоя Северо-Восточного Кавказа // Труды Зап.-Сиб. и геол.-развед. нефт. ин-та. Вып. 201. 1985. С. 112–119.
- Гаврилов Ю.О.* К вопросу об условиях образования оолитосодержащих горизонтов Северного Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 1987. № 3. С. 145–148.
- Гаврилов Ю.О.* Осадконакопление в ранне- и среднеюрском водоеме Большого Кавказа (в связи с трансгрессиями и регрессиями) // Литология и полезн. ископаемые. 1989. № 2. С. 3–15.
- Гаврилов Ю.О.* Оползневые явления и образование горизонтов гомогенизации в области подводных конусов выноса (лейас, Северо-Восточный Кавказ) // Литология и полезн. ископаемые. 1990а. № 1. С. 49–58.
- Гаврилов Ю.О.* Разрушение осадочных накоплений на подводном конусе выноса (лейас, Северо-Восточный Кавказ) // Литология и полезн. ископаемые. 1990б. № 5. С. 80–95.
- Гаврилов Ю.О.* К геохимии терригенных отложений в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря (нижняя и средняя юра, Северный Кавказ) // Литология и полезн. ископаемые. 1992а. № 2. С. 57–70.
- Гаврилов Ю.О.* Некоторые аспекты формирования гравититов в зоне северного склона юрского бассейна Большого Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 1992б. № 1. С. 27–40.
- Гаврилов Ю.О.* О гравитационном перемещении осадочных масс на поверхности конуса выноса (лейас, Северо-Восточный Кавказ) // Литология и полезн. ископаемые. 1994а. № 2. С. 126–133.
- Гаврилов Ю.О.* О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Под ред. А.Ю. Розанова, М.А. Семихатова. Вып. 1. М.: Недра. 1994б. С. 305–311.
- Гаврилов Ю.О.* Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Сообщение 1. Седиментологические аспекты формирования дельтового комплекса // Литология и полезн. ископаемые. 1994в. № 4. С. 77–104.
- Гаврилов Ю.О.* Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Сообщение 2. Динамика формирования комплекса // Литология и полезн. ископаемые. 1994г. № 5. С. 86–98.
- Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г.* Литолого-минералогические и структурногеологические характеристики нижне- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район р. Терек) // Литология и полезн. ископаемые. 1999. № 1. С. 58–77.
- Гаврилов Ю.О., Головин Д.И., Панов Д.И., Талицкий В.Г.* Постдиагенетические изменения вещественных и структурно-текстурных характеристик терригенных толщ при формировании складчатого сооружения Большого Кавказа. Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы к XXXIV Тектоническому совещанию. Москва, 30.01–03.02 2001 г. М.: ГЕОС, 2001. С. 58–61.
- Гаврилов Ю.О., Головин Д.И., Шкитина Ю.В.* Минералогические, структурно-текстурные и возрастные изменения юрских терригенных пород Большого Кавказа. Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. Москва, 15–17 ноября 2000 г. М.: ГЕОС, 2000. С. 103–105.
- Гаврилов Ю.О., Гуцин А.И., Стафеев А.Н.* Динамика накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время на Северном Кавказе (опыт реконструкции) // Литология и полезн. ископаемые. 1989. № 5. С. 82–102.
- Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г.* Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.
- Гаврилов Ю.О., Конаевич Л.Ф.* О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. № 4. С. 3–14.
- Гаврилов Ю.О., Лубченко И.Ю.* К геохимии нижне- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 1985. № 5. С. 89–110.



- Гаврилов Ю.О., Музылев Н.Г.* К геохимии сапропелитовых прослоев в палеоценовых отложениях Центрального Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 1991. № 6. С. 84–98.
- Гаврилов Ю.О., Соколова А.Л., Циатурский С.И.* Терригенные отложения Центрального Кавказа в различных обстановках постдиагенетических преобразований (нижняя и средняя юра) // Литология и полезн. ископаемые. 1992. № 6. С. 42–66.
- Гаврилов Ю.О., Циатурский С.И.* Глинистые минералы ниже- и среднеюрских отложений Западного Дагестана // Литология и полезн. ископаемые. 1987а. № 1. С. 105–121.
- Гаврилов Ю.О., Циатурский С.И.* Глинистые минералы ниже- и среднеюрских отложений разных структурно-фациальных зон Центрального Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 1987б. № 6. С. 57–72.
- Гаврилов Ю.О., Циатурский С.И.* Постдиагенетические преобразования глинистых пород в условиях повышенных температур (на примере лейасовых отложений Центрального Кавказа) // Докл. АН СССР. 1988. Т.303. № 2. С. 445–448.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А.* Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена. В кн.: Современные проблемы геологии. Под ред. Ю.О. Гаврилова, М.Д. Хуторского. М.: Наука, 2004. С. 493–531.
- Галловой У.Е.* Схема процесса морфологического и структурного развития дельтовых осадочных систем. В кн.: Дельты – модели для изучения. Под ред. М. Бруссарда. М.: Недра, 1979. С. 8–17.
- Гаррелс Р.М., Крейтс Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
- Гинзбург И.И., Яницкий А.Л.* Древняя кора выветривания на Малкинском змеевиковом массиве на Северном Кавказе. В кн.: Кора выветривания. Вып. 1. 1952. С. 7–22.
- Гирин Ю.П.* Изменение химического состава осадков на площади ранне-среднелейасового бассейна Кавказской геосинклинали // Геохимия. 1982. № 9. С. 1277–1289.
- Гирин Ю.П., Кривицкий В.А., Седых Э.М., Нижегородова И.В.* Редкие и рассеянные элементы в осадках ранне-среднелейасового бассейна Кавказской геосинклинали // Геохимия. 1986. № 7. С. 965–978.
- Голева Р.В.* О внутриформационном горизонте в нижнелейасовой вулканогенной толще (Кавказ, Северная Осетия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 8. С. 97–99.
- Голубятников В.Д., Крымгольц Г.Я.* Ниже- и среднеюрские отложения. Восточная часть Северного Кавказа. Геология СССР. Т. 9. М.–Л.: Госгеолиздат, 1947. С. 132–147.
- Григорьев В.Н.* Олистостромы. В кн.: Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1984. С. 56–81.
- Гроссгейм В.А.* История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 376 с.
- Гуцин А.И.* Закономерности геологического развития Северо-Восточного Кавказа в ранне- и среднеюрское время // Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1986. 16 с.
- Гуцин А.И., Панов Д.И.* О стратиграфии нижнеюрских отложений антиклинория Бокового хребта (Дагестан) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 1983. № 5. С. 19–28.
- Гуцин А.И., Панов Д.И.* Структура зоны Бокового хребта на Восточном Кавказе // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 1992. № 2. С. 25–37.
- Гурешидзе Т.М.* Конкреционный анализ терригенных формаций юры Южного склона Большого Кавказа // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1986. 20 с.
- Даидбекова Э.А., Алиев Г.-М.А., Сафаров Г.И.* Распределение органического вещества в литологических формациях Кавказа // Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. V Всесоюзный семинар, Москва. Тез. докладов. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 164–165.
- Джанелидзе А.И.* Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечкуна. Тбилиси: Изд-во Груз. фил. АН СССР, 1940. 408 с.
- Дзоценидзе Г.С.* Возраст и условия образования древних кор выветривания в Грузии. В кн.: Кора выветривания. Вып. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 340–350.
- Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д.* Литология батских отложений Окрибы. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1956. 188 с.
- Диваков К.С.* Закономерности размещения сульфидного оруденения в юрской сланцевой толще Южного Дагестана // Сов. геология. 1975. № 4. С. 140–148.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 177 с.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- Дробышев Д.В.* Лейас Дагестана // Матер. ЦНИГРИ. Палеонтология и стратиграфия. Сб. 2. 1933. С. 17–24.
- Дробышев Д.В.* От Самура до Главного хребта и зона Шахдага // Труды Нефт. геол.-развед. ин-та. Сер. А. Вып. III. 1939. 43 с.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Вашакидзе Г.Т.* Региональные проблемы изотопной геологии // Труды Геол. ин-та АН Грузии. Новая серия. Вып. 114. 1999. С. 118–132.
- Дудаури О.З., Цимакуридзе Г.К., Вашакидзе Г.Т., Тогонидзе М.Г.* Новые данные о возрасте гранитоидов Дарьяльского массива // Материалы научной сессии, посвященной 110-летию со дня рождения академика А.И. Джанелидзе / Труды ГИН им А.И. Джанелидзе АН Грузии. Новая серия. Вып. 115. 2000. С. 306–310.
- Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Тримонис Э.С. и др.* Геохимия позднекайнозойских осадков Черного моря. М.: Наука, 1982. 242 с.
- Ефремов Н.Е.* Серпентиниты Северного Кавказа в связи с вопросом их комплексного использования // Сов. геология. 1938. Т. 8. № 7. С. 53–63.

- Жемчужников Ю.А.* Периодичность осадконакопления и понятия ритмичность и цикличность // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30. Вып. 3. С. 74–76.
- Живаго Н.В.* К вопросу о строении среднеюрских отложений Дагестана. В кн.: Некоторые данные по стратиграфии, литологии, тектонике, нефтегазоносности и промышленной геологии Украины и Кавказа. Л.: Гостоптехиздат, 1958. С. 192–212.
- Живаго Н.В., Безносков Н.В.* Материалы к геологическому строению центральной части сланцевого Дагестана // Труды Всес. научн.-иссл. ин-та природных газов. Вып. 4. 1958. С. 49–64.
- Живаго Н.В., Казакова В.П.* О возрасте песчаников Ахызырта в разрезе юрских отложений, развитых в бассейнах рек Малая и Большая Лаба на Северном Кавказе. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 193–218.
- Жижченко Б.П.* Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1969. 374 с.
- Загрузина И.А.* О продолжительности формирования мезозойских гранитоидных комплексов в Тихоокеанском обрамлении // Геология и геофизика. 1975. № 10. С. 60–64.
- Зесаивили В.И.* К зональному расчленению юрского сланцевого комплекса на Восточном Кавказе. В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1979а. С. 12–32.
- Зесаивили В.И.* Состояние изученности и основные проблемы стратиграфии юрских отложений Кавказа // Труды ГИН АН СССР. Новая серия. Вып. 65. 1979б. С. 120–131.
- Казакова В.П.* К стратиграфии юрских отложений Дагестана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. 31. Вып. 6. С. 103–114.
- Казакова В.П.* К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Айгамуга-дон (Горная Осетия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 8. С. 60–65.
- Казакова В.П.* К вопросу о верхнебайосской трансгрессии на Северном Кавказе. В кн.: Вопросы региональной геологии СССР М.: Изд-во МГУ. 1964. С. 93–96.
- Казакова В.П.* О характере залегания и возрасте пачки криноидных известняков и известняков с железистыми оолитами в бассейне р. Кубань (Северный Кавказ) // Вестн. МГУ. 1975. № 1. С. 34–40.
- Казакова В.П.* Тоарские хильдоцератиды (аммоноидеи) из джигиатской свиты междуречья Большой Зеленчук – Кубань (Северный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 1. С. 86–102.
- Каланов М.И.* Железисто-никеленосная кора выветривания на Малкинском серпентинитовом массиве. В кн.: Древние продуктивные коры выветривания. М.: Наука, 1967. С. 139–153.
- Карасев К.К., Макаров В.Н.* Условия формирования стратиформного полиметаллического оруденения на примере Центрального Кавказа. В кн.: Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1979. С. 72–83.
- Карпова Г.В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Наука, 1972. 175 с.
- Карпова Г.В., Тимофеева З.В.* Постседиментационные изменения ааленских пород в структурно-фациальных комплексах Северного Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 1971. № 5. С. 97–107.
- Карпова Г.В., Тимофеева З.В.* Стадийные изменения глинистых пород и структурно-фациальная зональность ааленских отложений Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 4. С. 995–958.
- Карякин А.В., Вольнец В.Ф., Кривенцова Г.А.* Изучение соединений азота в слюдах методом ИК спектроскопии // Геохимия. 1973. № 3. С. 439–442.
- Кахадзе И.Р.* Грузия в юрское время // Труды ГИН АН СССР. Сер. геол. Т. VII (VIII). 1947. 371 с.
- Кахадзе И.Р., Цагарели А.Л., Нуцубидзе К.Ш., Зесаивили В.И.* Геологическое строение полосы угленосных отложений между бассейнами рек Баксана и Урупа. Тбилиси: Изд-во АН СССР, 1960. 140 с.
- Кикнадзе З.Р.* Закономерности формирования конкреций в рудовмещающих отложениях колчеданных месторождений Юго-Восточного Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 1984. № 3. С. 58–69.
- Китиани Я.Р.* Структура и геологическая история зоны сланцевой юры Главного Кавказского хребта (в пределах Хеви и Пшав-Хевсуретии): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: КИМС, 1985. 27 с.
- Ковалев В.А.* Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.
- Кондаков И.В., Коробейников Р.А.* Проявление бокситов на Северном Кавказе // Литология и полезн. ископаемые. 1975. № 1. С. 124–127.
- Конюхов И.А.* История развития Дагестана в мезозойское время // Учен. зап. Московского ун-та. Вып. 176. 1956. С. 59–85.
- Конюхов И.А.* Литолого-фациальные изменения верхнеюрских отложений Северного Кавказа // Науч. доклады высш. школы. Геол.-геогр. науки. 1959. № 1. С. 81–88.
- Конюхов А.И.* Органическое вещество в мезозойско-кайнозойской истории Атлантики. В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985. С. 85–96.
- Копп М.Л.* Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела-палеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа. Статья 2 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 1. С. 13–23.
- Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гуцин А.И. и др.* Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 4. С. 5–12.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А.* Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород. В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 71–95.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А.* Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 60–69.

- Котов Н.В., Соболева С.В., Гойло Э.А. и др.* Структурная преемственность при слюдообразовании по каолиновым минералам в гидротермальных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 68–80.
- Курдюков А.А.* О температуре формирования эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ) // Геология рудных месторождений. 1973. Т. 15. № 2. С. 79–89.
- Крымов Б.Ф.* К литолого-стратиграфической характеристике отложений ааленского яруса горных районов Чечено-Ингушской АССР // Труды ГрозНИИ. Вып. 17. 1964. С. 17–39.
- Кюсперт В.* Изменения условий среды во время отложения нефтяных сланцев, определяемые по отношениям стабильных изотопов. В кн.: Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 436–455.
- Леонов Ю.Г.* Нижнеюрские отложения Северной Осетии // Бюл. МОИП. Новая серия. Отд. геол. 1961. Т. 36. Вып. 3. С. 56–69.
- Леонов Ю.Г.* История тектонического развития Центрального и Западного Кавказа в ранней юре-аалене // Бюл. МОИП. Новая серия. Отд. геол. 1966. Т. 41. Вып. 1. С. 28–48.
- Леонов Ю.Г.* Структурно-фациальная зональность раннеюрского – ааленского прогиба Центрального и Западного Кавказа // Докл. АН СССР. 1966. Т. 167. №1. С. 166–169.
- Леонов Ю.Г.* Тектоника нижне- среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа // Геотектоника. 1967. № 3. С. 32–48.
- Леонов Ю.Г.* Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа // Геотектоника. 1969. № 6. С. 31–38.
- Леонов М.Г.* Олистоостромые в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.
- Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П.* Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщ. 1. Общие закономерности. Глобальные уровни и пояса // Литология и полезн. ископаемые. 1983. № 6. С. 3–27.
- Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Ломизе М.Г.* Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ, 1969. 203 с.
- Ломизе М.Г.* Юрский бассейн Большого Кавказа: проявление асимметричного рифтинга? // Ломоносовские чтения: Тез. докладов. М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 34–35.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Основные этапы тектономагматического развития Кавказа. В кн.: Юра Кавказа. С.-Пб.: Наука, 1992. С. 158–165.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Среднеюрская перестройка тектонического режима на Кавказской окраине Тетиса. В кн.: Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии. М.: МГГА. 2000. С. 34–36.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Амагматическая начальная фаза субдукции на Крымско-Кавказской окраине Тетиса // Геотектоника. 2001. № 4. С. 78–92.
- Ломтадзе В.Д.* Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.: Недра, 1984. 511 с.
- Лукашев К.И., Ковалев В.А., Жуковицкая А.Л. и др.* Геохимия озерно-болотного литогенеза. Минск: Наука и техника, 1971. 282 с.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Лукьянова В.Т.* Катагенез в орогенных областях. М.: КМК Лтд, 1995. 174 с.
- Мазанов Д.Д.* Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1969. 256 с.
- Мак-Брайд Е.Ф., Вейди А.Е., Воллебен Г.А.* Дельтовые и связанные с ними отложения группы дифанта (поздний мел-палеоцен) бассейнов Паррас и Ла-Попа. В кн.: Дельты – модели для изучения. Под ред. М. Бруссарда. М.: Недра, 1979. С. 269–323.
- Маракушев А.А.* Петрология. М.: Изд-во МГУ, 1988. 309 с.
- Мацапулин В.У.* Аутигенно-диагенетические сульфиды юрских флишоидов Горного Дагестана // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 2. С. 422–423.
- Мацапулин В.У., Мизура А.П.* Сульфиды свинца и цинка в конкрециях и конгломератах ааленских отложений юго-восточного Дагестана // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 6. С. 1478–1480.
- Мейсон Р.* Петрология метаморфических пород. М.: Мир, 1981. 263 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
- Милло Ж.* Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Л.: Недра, 1968. 359 с.
- Москаленко В.Н., Шимкус К.М.* О роли оползневых образований олистоострим и олистоостром в позднекайнозойском осадконакоплении Черного моря // Океанология. 1976. Т. XVI. №4. С. 655–661.
- Муравьев В.И., Сальнь А.Г.* Динамика кристаллохимического преобразования хлорита в эпигенезе. В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 121–127.
- Мур Г.Т., Фуллат Т.Ж.* Подводные русловые системы и их потенциальные возможности для накопления нефти. В кн.: Дельты – модели для изучения. Под ред. М. Бруссарда. М.: Недра, 1979. С. 92–114.
- Мухамет-Галеев А.П., Покровский В.А., Зотов А.В. и др.* Кинематика и механизм кристаллизации гидротермального мусковита 2M<sub>1</sub> (экспериментальное исследование) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 10. С. 63–75.
- Наумов В.Б., Учамейшвили Н.Е.* Термометрическое исследование включений в минералах магматических пород Тырныаузского района (Северный Кавказ) // Геохимия. 1977. № 4. С. 525–532.
- Начев И.* Литология на хетанж-кимериджските седименти в Крайшето // Изв. Геол. ин-та (София). Сер. Стратиграфия и литология. 1969. № 18. С. 127–159.
- Недумов Р.И.* Геохимические признаки изменения газового режима наддонных вод Восточного Паратетиса в позднемайкопское время. В кн.: Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Под ред. А.Ю. Розанова, М.А. Семихатова. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 312–317.

- Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167 с.
- Нуцубидзе К.Ш.* Нижнеюрская фауна Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1966. 212 с.
- Нырклов А.А.* О кремнистых конкрециях в терригенных отложениях нижней юры Восточного Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 1964. № 2. С. 147–149.
- Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А.* О содержании понятия серицит // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 5. С. 69–87.
- Панов Д.И.* Стратиграфия, фации и структура ниже- и среднеюрских отложений в бассейнах рек Баксан и Чегем. В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 74–110.
- Панов Д.И.* Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития. В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154–207.
- Панов Д.И.* Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 13–24.
- Панов Д.И.* Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 5. С. 46–55.
- Панов Д.И.* Проблема корреляции ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Том 11. № 1. С. 64–77.
- Панов Д.И., Бызова С.А., Снежко Е.А.* Новые данные по стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений центральных частей Большого Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 4. С. 35–47.
- Панов Д.И., Гуцин А.И.* Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижнесреднеюрских отложений. В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124–139.
- Панов Д.И., Гуцин А.И.* Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений северного склона Восточного Кавказа (Агвали-Хивская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 1. 1999. С. 48–64.
- Панов Д.И., Леонов Ю.Г.* Основные вопросы стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений междуречья Кубани и Баксана // Материалы по геологии газоносных районов СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 59–87.
- Панов Д.И., Стафеев А.Н.* Ранне- и среднеюрская история Скифской и Туранской плит // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 2. С. 19–27.
- Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В.* Раннеюрский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 3–14.
- Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В.* Ааленский этап развития территории Северного Кавказа и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 1. С. 3–13.
- Петросьянц М.А., Ясаманов Н.А.* Климатические условия юрского периода Кавказа и Западной Европы по данным палеотермометрии и содержанию пылицы хейролепидиевых // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С. 126–130.
- Потапенко Ю.Я., Безносков В.Н.* Юрская система. Нижний и средний отделы. Центральная часть Северного Кавказа. Геология СССР. Т. IX. М.: Недра, 1968. С. 185–193.
- Пэк А.В.* Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
- Ратынский В.М.* Германий в углях // Труды биохим. лаборатории. 1946. Т. 8. С. 181–233.
- Рейнек Г.Э., Синх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- Ренгартен В.П.* Горная Ингушетия. Геологические исследования в долинах рек Ассы и Камбилеевки на Северном Кавказе // Труды Главного геологического управления ВСНХ СССР. Вып. 63. М.–Л.: Геол. изд-во главного геологического управления, 1931. 195 с.
- Ренгартен В.П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Труды Всес. геол.-развед. объедин. Вып. 148. 1932. 79 с.
- Ренгартен Н.В., Старостина З.М.* Геологическое исследование лейассовых отложений на северном склоне Центрального Кавказа. В кн.: Геология и полезные ископаемые срединной части Центрального Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 83–147.
- Решение 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (юра), 1977 г. Л. 1984. 47 с.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А.* Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления // Геохимия. № 2. 1965. С. 131–158.
- Ронов А.Б., Гурин Ю.П., Казакова Г.А., Илюхин М.Н.* Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах // Геохимия. 1966. № 7. С. 763–776.
- Ростовцев К.О.* Нижняя и средняя юра Западного Кавказа и Западного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 12. С. 46–60.
- Ростовцев К.О.* Нижняя и средняя юра Краснодарского края // Труды Краснодарского филиала ВНИИ. Вып. 12. 1964. С. 73–112.
- Ростовцев К.О., Егоян В.Л.* Юрские отложения Западного Предкавказья // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144. № 4. С. 890–892.
- Ростовцев К.О., Никанорова Л.А.* Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 5. С. 3–19.
- Ростовцев Н.Н.* О геологической истории юрского периода в восточной части Большого Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 3. С. 55–68.
- Руженцев С.В., Хворова И.В.* Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала // Литология и полезн. ископаемые. 1973. № 6. С. 21–32.
- Сердюченко Д.П.* Минералы реки Малки. В кн.: Кора выветривания. Вып. 1. 1952. С. 23–63.
- Стариков В.С., Ольховский Г.П.* Конкреционные образования из ааленских отложений Северной Осетии и их значение // Труды Северокавказского горно-металлургического ин-та. Вып. 16. 1961. С. 32–37.

- Стацук М.Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 208 с.
- Стоу Д.А.В.* Морские глубоководные терригенные отложения. В кн.: Обстановки осадконакопления и фации. Под ред. Х. Дж. Рединга. Т. II. М.: Мир, 1990. С. 141–194.
- Страхов Н.М.* Железородные фации и их аналоги в истории Земли // Труды Института геологических наук. Вып. 73. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 268 с.
- Страхов Н.М.* К вопросу об общей теории осадочного процесса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 4. С. 103–146.
- Страхов Н.М.* Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 275–787.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолгиздат, 1963. 535 с.
- Страхов Н.М., Глаголева М.А., Залманзон Э.С.* Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа // Труды ГИН АН СССР. Вып. 23. 1959. 223 с.
- Талицкий В.Г.* Механизм образования кливажа в обломочных горных породах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. № 1. С. 19–27.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород // Геотектоника. 1988. № 5. С. 15–24.
- Теодорович Г.И., Похвиснева Е.А.* Литология и диагенез юрских отложений Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1964. 104 с.
- Тимофеев Г.И., Ильина Н.С.* К вопросу о геохимических условиях осадконакопления в бат-байосское время в южном Дагестане // Докл. АН СССР. 1959. Т. 125. № 2. С. 379–382.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба // Литология и полезн. ископаемые. 1972. № 3. С. 48–75.
- Тимофеева З.В.* Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд (на примере верхнеааленских отложений Дагестана) // Литология и полезн. ископаемые. 1963. № 1. С. 88–107.
- Тимофеева З.В.* Некоторые черты литологии и геохимии железистых пород и руд плато Бечасын (Северный Кавказ) // Литология и полезн. ископаемые. 1966. № 1. С. 33–48.
- Тимофеева З.В., Балашов Ю.А.* Распределение редкоземельных элементов в оолитовых железных рудах Северного Кавказа // Литология и полезн. ископаемые. 1972. № 3. С. 128–135.
- Филимонов И.Д.* Краткий геологический очерк бассейна р. Андийского Койсу в Дагестане // Труды по геол. и полезн. ископаемым Сев. Кавказа. Вып. I. Ессентуки. 1938. С. 129–152.
- Фролов В.Т.* О минералогическом составе глинистых пород средней юры Дагестана. В кн.: Исследование и использование глин. Львов, 1958. С. 649–657.
- Фролов В.Т.* Фациальные условия образования карбонатных конкреций среднеюрских и верхней части нижнеюрских отложений Дагестана // Докл. АН СССР. 1958. Т. 122. № 6. С. 1094–1097.
- Фролов В.Т.* Условия образования юрских угленосных и смежных с ними отложений Дагестана. В кн.: Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Вып. 9. Л.: Госгостехиздат, 1963. С. 207–268.
- Фролов В.Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
- Хаин В.Е.* Геологическое развитие Азербайджана. В кн.: Геология Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1953. С. 205–249.
- Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: АВИАР, 1993. 451 с.
- Халифа-Заде Ч.М., Аббасова С.М.* Сидеритовые залежи Дагестана. М.: Изд. АН СССР, 1963. 135 с.
- Халифа-Заде Ч.М., Магомедов А. М.* Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 276 с.
- Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др.* Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
- Хитаров Н.И., Сендеров Э.Э., Бычков А.М. и др.* Особенности условий становления эльджуртинского гранитного массива. М.: Наука, 1980. 120 с.
- Холодов В.Н.* Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968. 236 с.
- Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 151 с.
- Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О.* Закономерностях распределения малых элементов в чокракско-караганских отложениях р. Ярык-су // Литология и полезн. ископаемые. 1974. № 6. С. 103–117.
- Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р.* Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука, 1989. 189 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.
- Хэллем Э.* Юрский период. Л.: Недра, 1978. 272 с.
- Хэллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 327 с.
- Цагарели А.Л., Эристави М.С. Нуцубидзе К.Ш. и др.* Палеогеографические связи Кавказской геосинклинальной области с соседними бассейнами в течение мезозоя // МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 12. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 130–137.
- Цветков А.А.* Мезозойский магматизм Центральной части Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 183 с.
- Ципурский С.И., Дриц В.А.* Особенности распределения октаэдрических катионов в 2:1 слоях диоктаэдрических смектитов // Минерал. журн. 1985. Т. 6. № 1. С. 3–16.
- Ципурский С.И., Ломова О.С.* “К”-рекорит из мугоджарского офиолитового комплекса. (Матер. Всесоюз. совещ. РМС-Х). Тбилиси: КИМС, 1986. 176 с.

- Чаталов Г. Литология нижнеюрских пород Странджанской области Болгарии // *Geologica Balcanica*. 1987. 17. 4. Sofia, August 1987. P. 41–64.
- Чихрадзе Г.А. К вопросу о минеральном составе пелитового осадка раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа // *Литология и полезн. ископаемые*. 1971. № 6. С. 143–146.
- Чихрадзе Г.А. О кистинской свите басс. р.Терек // *Сообщ. АН ГССР*. 1975. Т. 80. № 2. С. 385–387.
- Чихрадзе Г.А. О генезисе андалузитовых сланцев окрестности Дарьяла // *Сообщ. АН ГССР*. 1975. Т. 67. № 3. С. 625–628.
- Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.
- Чомахидзе Л.И. Минералы древней коры выветривания на южной и северной перифериях Дзирульского массива // *Сообщ. АН ГССР*. 1989. Т. 134. № 3. С. 581–584.
- Чомахидзе Л.И. Минералы древней коры выветривания, развитой на порфиритовой свите байоса в Амбролаурском и Онском районах // *Сообщ. АН ГССР*. 1990. Т. 138. № 1. С. 93–95.
- Чумаков И.С. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и Верхнем Египте. М.: Наука, 1967. 115 с.
- Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). М.: Наука, 1984. 159 с.
- Шигорова А.Н. Возможности определения содержания аммония в слюдах методом ИК-спектроскопии // *Геохимия*. 1982. № 3. С. 458–462.
- Шигорова Т.А., Котов Н.В., Котельникова Е.Н. и др. Синтез слюды ряда мусковит-аммониевый аналог мусковита, их рентгеновская дифрактометрия и ИК-спектроскопия // *Геохимия*. 1981. № 5. С. 758–764.
- Шигорова Т.А., Шмакин Б.М. ИК-спектры слюды с исходными и экспериментально-введенными ионами аммония // *Геохимия*. 1977. № 11. С. 1718.
- Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956. 223 с.
- Эллиот Т. Дельты. В кн.: *Обстановки осадконакопления и фации*. Под ред. Х.Дж. Рединга. Т. I. М.: Мир, 1990. С. 144–191.
- Юра Кавказа. Под ред. К.О. Ростовцева. СПб.: Наука, 1992. 184 с.
- Япаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 224 с.
- Ярошенко О.П. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1965. 131 с.
- Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistolites // *Sedimentary Geol.* 1970. V. 4. № 3/4. P. 521–557.
- Aller J., Bastida F., Brime C., Perez-Estaun A. Cleavage and its relation with metamorphic grade in the Cambrian zone (hercinian of North-West Spain) // *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*. 1987. V. 40. № 3. P. 255–272.
- Algeo T.J., Wilkinson B.H. Periodicity of meso-scale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovich orbital modulation // *J. Geol.* 1988. V. 96. P. 313–322.
- Allen P. Sedimentological models // *J. Sediment. Petrol.* 1964. V. 34. № 2. P. 289–293.
- Andre J.P. Snowball structures and their slide origin in the Jebel Tekkim limestone (palaeozoic of the Jebilet Range, Morocco) // *Sedimentology*. 1989. V. 36. № 2. P. 363–369.
- Artyushkov E.V. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities // *J. Geophys. Res.* 1973. V. 10. № 32. P. 7675–7708.
- Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps. Eds. J. Der-court, L.-E. Ricou, B. Vrielynck. Paris, 1993. 307 p.
- Berner R. A. Stability fields of iron minerals in anaerobic marine sediments // *J. Geol.* 1964. V. 72. № 6. P. 826–834.
- Boggs S., Jr., Livermore D.C., Setz M.G. Humic macromolecules in natural waters // *JMS - Rev. Macromol. Chem. Phys.* 1985. C 25 (4). P. 599–657.
- Brockamp B. Zur Entstehung Deutscher Eisenerz-lagerstätten // *Archiv Lagerstättenforschung*. Berlin, 1942. H. 75. S. 7–86.
- Cloetingh S. Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level // *Geology*. 1986. V. 14. № 7. P. 617–620.
- Cloetingh S., Mc Queen, H., Lambeck K. On a tectonic mechanism for regional sealevel variations // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985a. V. 75. P. 157–166.
- Cloetingh S., Mc Queen, H., Lambeck K. Intraplate stresses as a mechanism for relative sealevel fluctuations. In: *Symposium on Cycles and Periodicity in Geologic Events, Evolution and Stratigraphy, Abstracts and Program*: Princeton, New Jersey, Princeton University. Department of Geology. 1985b. P. 6.
- Cloetingh S., Wortel R. Regional stress field of the Indian plate // *Geophysical Research Letters*. 1985. V. 12. P. 77–80.
- Collier R.E.Ll., Leeder M.R., Maynard J.R. Transgressions and regressions: a model for the influence of tectonic subsidence, deposition and eustasy, with application to Quaternary and Carboniferous examples // *Geol. Mag.* 1990. V. 127. № 2. P. 117–128.
- Curtis C.D. Diagenetic iron minerals in some British Carboniferous sediments // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1967. V. 31. № 11. P. 2109–2123.
- Dailly G. Some remarks on regression and transgression in deltaic sediments. In: *Canada's continental margins and offshore petroleum exploration*. Eds. C.J. Vorath et al. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 4. 1975. P. 791–820.
- De Master D.J., McKee B.A., Nittrouer Ch. et al. Rates of sedimentary processes based on radiochemical profiles from continental shelf deposits in the East China Sea. In: *Sedimentation on the continental shelf with special reference to the East China Sea*. Beijing: China ocean press, 1983. P. 538–546.
- Drits V. A., Lindgreen H., Salyn A.L. Determination of the content and distribution of fixed ammonium in il-

- lite-smectite by x-ray diffraction: Application to North Sea illite-smectite // *Am. mineralogist*. 1997. V. 82. P. 79–87.
- Drits V. A., Šrodon J., Eberl D.D.* XRD measurement of mean crystallite thickness of illite and illite/smectite: reappraisal of the Kubler index and the Scherrer equation // *Clays and Clay minerals*. 1997. V. 45. № 3. P. 461–475.
- Frey M.* The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis // *Sedimentology*. 1970. V. 15. № 3/4. P. 261–279.
- Frey M.* Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: *Low temperature metamorphism*. Glasgow: Blackie, 1987. P. 9–58.
- Freyer H.-D.* Atmospheric Cycles of Trace Gases Containing Carbon // *The Global Carbon Cycle* / Eds Bolin B., Degens E.T., Kempe S., Ketner P. Chichester-New York-Brisbane-Toronto: John Wiley & Sons. 1979. P. 101–120.
- Garcia-Lopes S., Brime C., Bastida F., Sarmiento G.N.* Simultaneous use of thermal indicators to analyse the transition from diagenesis to metamorphism: an example from the Variscan Belt northwest Spain // *Geol. Mag.* 1997. V. 134. № 3. P. 323–334.
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Oberhänsli H.* Paleocene/Eocene boundary events in the Northeastern Peri-Tethys // *Causes and consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene* / Eds Wing S.L., Gingerich P.D., Schmitz B., Thomas E. Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper 369. 2003. P. 147–168.
- Gibbs R.J.* Sites of river-derived sedimentation in the ocean // *Geology*. 1981. V. 9. № 1. P. 77–80.
- Goodwin P.W., Anderson E.J.* Punctuated aggradational cycles: A general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation // *J. Geol.* 1985. V. 93. P. 515–533.
- Hallam A.* Eustatic cycles in the Jurassic // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1978. V. 23. № 1. P. 1–32.
- Hallam A.* A revised sea-level curve for the early Jurassic // *J. Geol. Soc.* 1981. V. 138. Pt. 6. P. 735–743.
- Hallam A.* A re-evaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. In: *Sea-Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, No. 42. 1988. P. 261–273.
- Hallam A., Bradshaw M.I.* Bituminous shales and oolitic ironstones as indicator of transgressions and regressions // *J. Geol. Sci.* 1979. V. 136. Pt. 2. P. 157–164.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. V. 235. № 4793. P. 1156–1167.
- Hayes J.B.* Polytypism of chlorite in sedimentary rocks // *Clays and Clay minerals*. 1970. V. 18. № 5. P. 285–306.
- Heller P.L., Burns B.A., Marzo M.* Stratigraphic solution sets for determining the roles of sediment supply, subsidence, and sea level on transgressions and regressions // *Geology*. 1993. V. 21. № 8. P. 747–750.
- Hill P.R.* Sedimentary facies of the Nova Scotian upper and middle continental slope, offshore eastern Canada // *Sedimentology*. 1984. V. 31. № 3. P. 293–309.
- Hill P.R., Moron K.M., Blasco S.M.* Creep deformation of slope sediments in the Canadian Beaufort Sea // *Geo-Mar. Lett.* 1982. V. 2. P. 163–170.
- Imbrie J., Imbrie J.Z.* Modeling the climatic response to orbital variations // *Science*. 1980. V. 207. P. 943–953.
- Jenkyns H.C.* The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence // *Amer. J. Sci.* 1988. V. 288. P. 101–151.
- Jordan T.E.* Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1981. V. 65. P. 2506–2520.
- Kent D.V., Gradstein F.M.* A Cretaceous and Jurassic geochronology // *Bull. Geol. Soc. America*. 1985. V. 96. № 1. P. 1419–1427.
- Kisch H.J.* Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings and interlaboratory samples // *J. Metamorph. Geol.* 1991a. V. 9. № 6. P. 665–670.
- Kisch H.J.* Development of slaty cleavage and degree of very-low grade metamorphism: review // *J. Metamorph. Geol.* 1991b. V. 9. № 6. P. 735–750.
- Knebel H.J., Martin E.A., Glenn J.L., Needell S.W.* Sedimentary framework of the Potomac River estuary, Maryland // *Bull. Geol. Soc. America*. 1981. V. 92. P. 578–583.
- Kübler B.* Les argiles indicateurs de metamorphisme // *Rev. Inst. Franc. Petrol.* 1964. V. 19. P. 1093–1112.
- Lambeck K., McQueen H.W.S., Stephenson R.A., Denham D.* The state of stress within the Australian continent // *Annales Geophysicae*. 1984. V. 2. P. 723–741.
- Leg 96 Scientific Party. Challenger drills Mississippi Fan // *Geotimes*. 1984. V. 29. № 7. P. 15–18.
- Lewis K.B.* Slumping on a continental slope inclined at 1–4° // *Sedimentology*. 1971. V. 16. № 1/2. P. 97–110.
- Lonnie T. P.* Mineralogy and chemical comparison of marine, nonmarine, and transitional clay beds on south shore of Long Island, N. Y. // *J. Sediment. Petrol.* 1982. V. 52. № 2. P. 529–536.
- Magara K.* Compaction and fluid migration. Amsterdam: Elsevier, 1978. 332 p.
- Marine slides and other mass movements. Eds. S. Saxov, J.K. Nieuwenhuis. N.Y.: Plenum Press, 1982. 353 p.
- Marschall J.F.* Geochemistry of iron-rich sediments on the outer continental shelf of northern New South Wales // *Marine Geol.* 1983. V. 51. № 1/2. P. 163–175.
- McAdoo D.C., Sandell D.T.* Folding of oceanic lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. P. 8563–8568.
- Merriam R.J., Roberts B.* A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, North Wales // *Miner. Mag.* 1985. V. 49. № 3. P. 305–319.
- Meulenkamp J.E.* On the pulsating evolution of the Mediterranean // *Episodes*. 1982. V. 1. P. 13–16.
- Mitchum R.M., Van Wagoner J.C.* High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles // *Sediment. Geol.* 1991. V. 70. № 2/4. P. 131–160.
- Mutti E., Ricci Lucchi F.* Turbidites of the Northern Apennines: introduction to facies analysis // *Internat. Geol. Rev.* 1978. V. 20. № 2. P. 125–166.

- Nardin T.R., Hein F.I., Gorstine D.S., Edwards B.D.* A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: *Geology of continental slopes*. Eds: L.J. Doyle, O.H. Pilkey. Tulsa, 1979. P. 61–73.
- Nemeč W., Steel R.J., Gjelberg J. et al.* Anatomy of collapsed and re-established delta front in Lower Cretaceous of Eastern Spitsbergen: gravitational sliding and sedimentation processes // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1988. V. 72. № 4. P. 454–476.
- Normark W.R.* Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: character for recognition of sandy turbidite environments // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1978. V. 62. № 6. P. 912–931.
- Organic acids in geological processes. Eds: E.D. Pittman, M.D. Lewan. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1994. 482 p.
- Piper D.J.W., Farre J.A., Shor A.* Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian slope // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. V. 96. P. 1508–1517.
- Pitman W.C., Golovchenko X.* The effect of sea-level change on the shelf edge and slope of passive margins // *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 33*. 1983. P. 41–58.
- Prior D.B., Coleman J.M.* Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slopes of the Mississippi delta. In: *Marine slides and other mass movements*. Eds: S. Saxov, J.K. Nieuwenhuis. N. Y.: Plenum Press, 1982. P. 21–49.
- Prior D.B., Yang Z.S., Bornhold B.D. et al.* Active slope failure, sediment collapse and silt flows on the modern subaqueous Huanghe (Yellow River) delta // *Geo-Mar. Lett.* 1986. V. 6. P. 85–95.
- Rieke H.H., Chilingarian G.V.* *Compaction of argillaceous sediments*. Amsterdam: Elsevier, 1974. 424 p.
- Schermerhorn L.T.G.* Terminology of mixed coarsefine sediments // *J. Sediment. Petrol.* 1966. V. 36. № 3. P. 831–835.
- Sheridan R.E.* Phenomena of pulsation tectonics related to break-up of the eastern North American continental margin // *Tectonophysics*. 1983. V. 94. P. 169–185.
- Silva A.J., Booth J.S.* Creep behavior of submarine sediments // *Geo-Mar. Lett.* 1985. V. 4. P. 215–219.
- Sloss L.L.* Stratigraphic models in exploration // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1962. V. 46. P. 1050–1057.
- Spears D.A., Amin M. A.* Geochemistry and mineralogy of the marine and nonmarine Namurian black shales from the Tansley Borehole, Derbyshire // *Sedimentology*. 1981. V. 28. № 3. P. 407–418.
- Swanson V.E., Frost I.C., Rader L.F.Jr., Hufftman C.Jr.* Metal sorption by northwest Florida Humate // *Geol. Surv. Prof. Paper*. 1966. V. 550-C. P. 174–177.
- Summerhayes C.P., Bornhold B.D., Embley R.W.* Surficial slides and slumps on the continental slope and rise off South West Africa: a reconnaissance study // *Mar. Geol.* 1979. V. 31. № 3/4. P. 265–277.
- Tourtelot H.A.* Minor element composition and organic carbon content of marine and nonmarine shales of the Late Cretaceous age in the western interior of the United States // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1964. V. 28. № 10. P. 1579–1604.
- Tsipursky S.I., Kameneva M. Yu., Drits V.A.* Structural transformations of Fe-containing 2:1 dioctahedral phyllosilicates in the course of dehydration // *Proc. 5-th European clay groups*. Praha, 1983. P. 569–577.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H.* Distribution of elements in some major units of the earth's crust // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1961. V. 72. № 2. P. 175–192.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thomson S., Todd R.G. et al.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level // *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1977. V. 26. P. 49–212.
- Velde B.* Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence // *Am. J. Sci.* 1965. V. 263. P. 886–913.
- Vedder W.* Ammonium in muscovite // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1965. V. 29. № 4. P. 221–228.
- Walker R.G.* Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1978. V. 62. № 6. P. 932–966.
- Walker K.R., Shanmugam G., Ruppel S.C.* A model for carbonate to terrigenous clastic sequences // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1983. V. 94. № 6. P. 700–712.
- Watkins D.J., Kraft L.M.* Stability of continental shelf and slope off Louisiana and Texas: geotechnical aspects. In: *Framework, facies and oil-trapping characteristics of the upper continental margin*. Eds. A.H. Bouma, G.T. Moore, J.M. Coleman. Tulsa, 1978. P. 267–286.
- Weaver Ch.E., Broekstra B.R.* Illite-Mica. Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians. In: *Developments in petrology*. V. 10. Amsterdam, N. Y.: Elsevier, 1984. P. 67–98.
- Wortel R., Cloetingh S.* On the origin of the Cocos-Nazca spreading center // *Geology*. 1981. V. 9. P. 425–430.
- Watts A.B., Thorne J.A.* Tectonics, global changes in sea level and their relationship to stratigraphic sequences at the U.S. Atlantic continental margin // *Mar. Petrol. Geol.* 1984. V. 1. № 4. P. 319–339.
- Zagorcev I.* Jurassic paleogeography of a part of South-West Bulgaria in the light of new stratigraphic data // *Geologica Balcanica*. 1986. V. 16. № 5. P. 3–20.



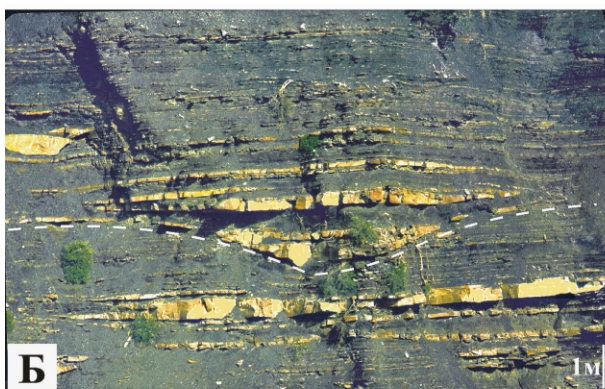
## **Приложение**

### **Фототаблицы 1–12**



**Фототаблица 1.** Взаимоотношения отложений терригенного комплекса  $J_{1,2}$  с вышележащими преимущественно карбонатными толщами

А – общий вид налегания верхнеюрской карбонатной толщи на терригенные отложения средней юры (Дагестан), Б – угловое несогласие между толщей аргиллитов байоса и отложениями келловей (р. Урух, Северная Осетия), В – налегание на нижнебатские алевролиты цудахарской свиты известковых аргиллитов келловей, сменяющихся карбонатной толщей верхней юры (р. Казикумухское Койсу, Дагестан). Фото Е.А. Щербининой



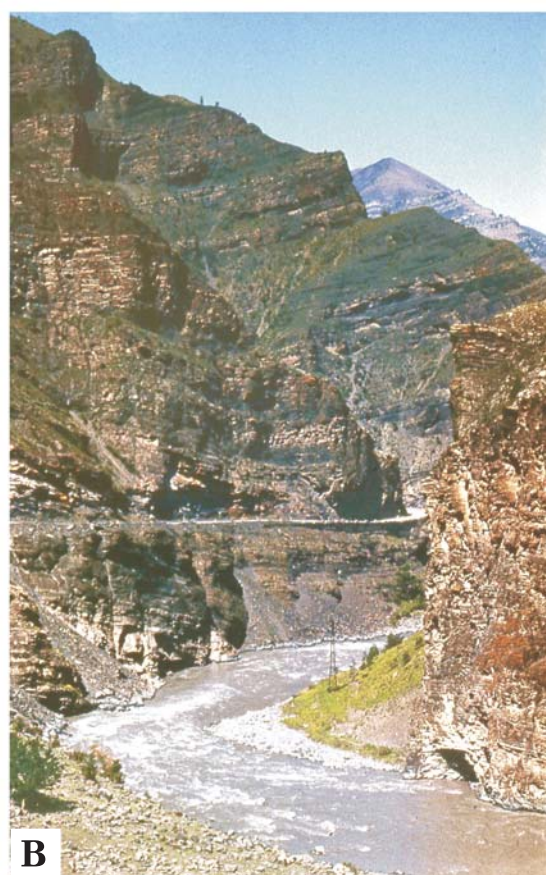
**Фототаблица 2.** Эрозионные желоба разной морфологии в отложениях тлянубской свиты (бассейн р. Аварское Койсу).

На А – горизонт песчаных желобов, представляющий собой дистальную часть песчаной лопасти, находившейся гипсометрически выше на палеосклоне

Д



**Фототаблица 3.** Пачка песчано-глинистых отложений с песчаными эрозионными желобами (показаны стрелками) в датунской свите в разрезе по р. Казикумухское Койсу (фото Е.А. Щербининой)

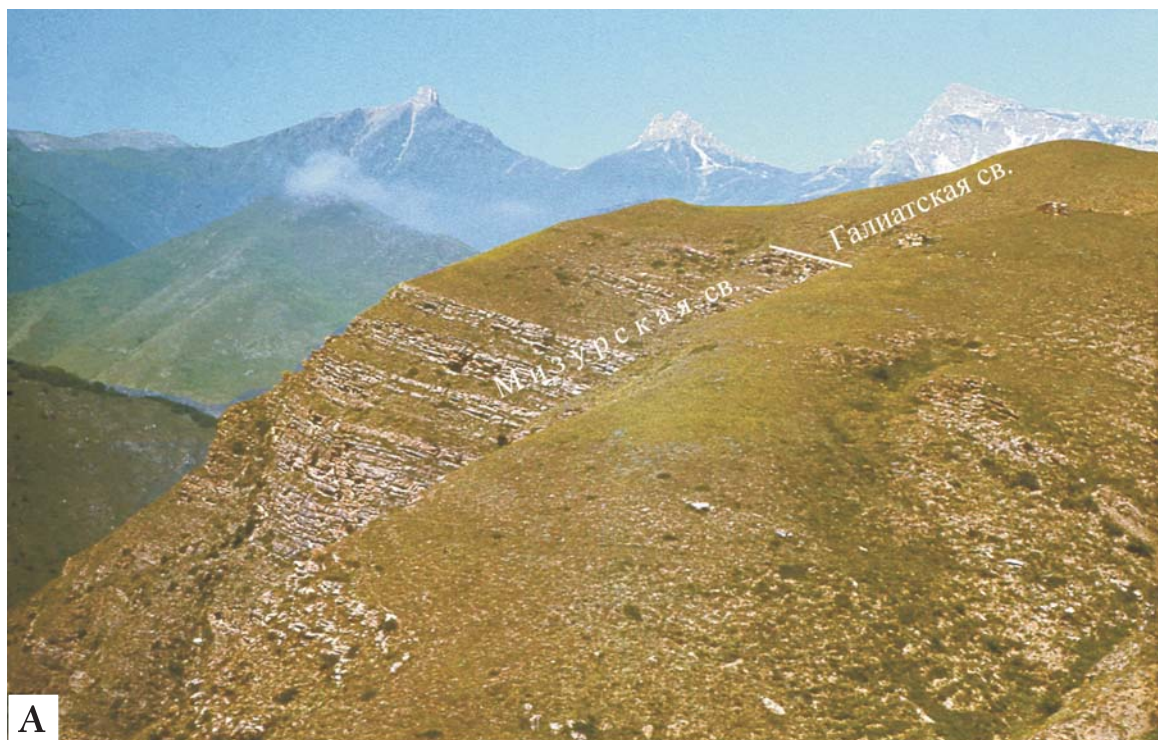


**Фототаблица 4.** Отложения тоара– аалена в разрезе р. Аварское Койсу  
 А– отложения цекобской–датунской свит: *cb* – кровля цекобской, *as* – ассабская, *bt* – батлухская, *dt* – датунская, Б – отложения тлянубской (*tl*) и вышележащих свит, цекобской свиты на фото не видно, В – отложения ратлубской свиты



**Фотоаблица 5.** Датунская свита (нижняя подсвита, А) в бассейне р. Каракойсу (левый приток, р. Бецор).

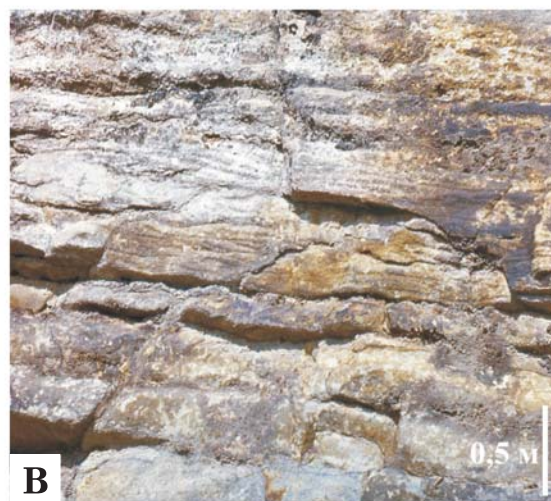
На Б и В – отложения с многоэтажной косою слоистостью из разных горизонтов песчаников, Г – желоб на подошве песчаного горизонта, с размывом налегающего на подстилающие песчано-глинистые отложения



**А**



**Б**



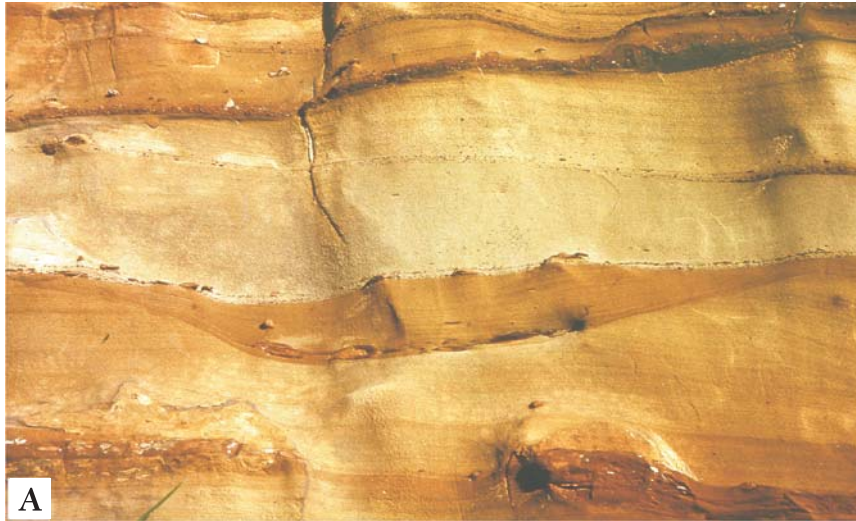
**В**



**Г**

**Фототаблица 6.** Отложения нижней юры в разрезах бассейна р. Урух (р. Айгамуга), Северная Осетия

А – верхняя часть песчаниковой толщи мизурской свиты с переходной песчано-алевролитовой пачкой в кровле, выше глинистые отложения галиатской свиты, Б – песчаниковая толща мизурской свиты (А и Б – разрез Фараскат), В – аркозовые песчаники и гравелиты фытгынских слоев, Г – валунные конгломераты в верхах садонской свиты (В и Г – разрез Фаснал)



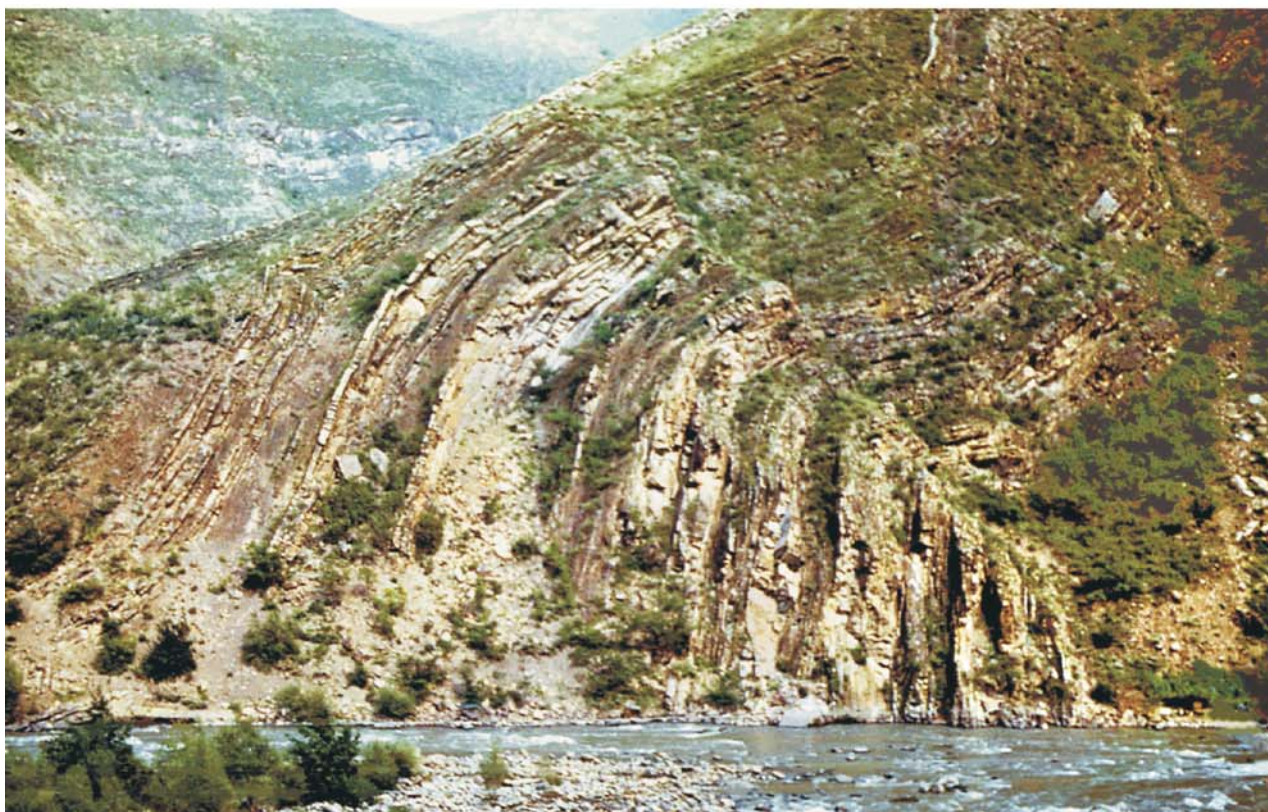
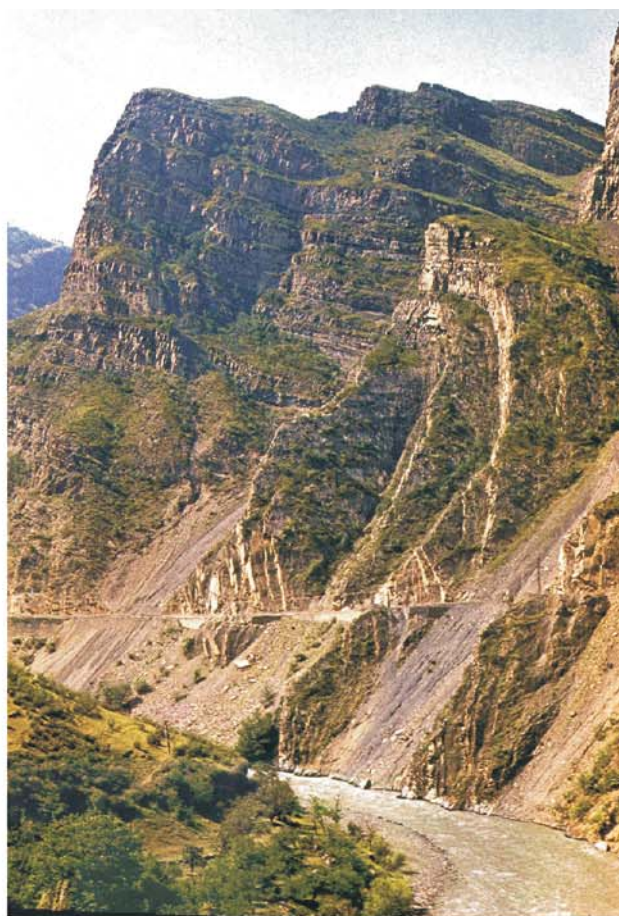
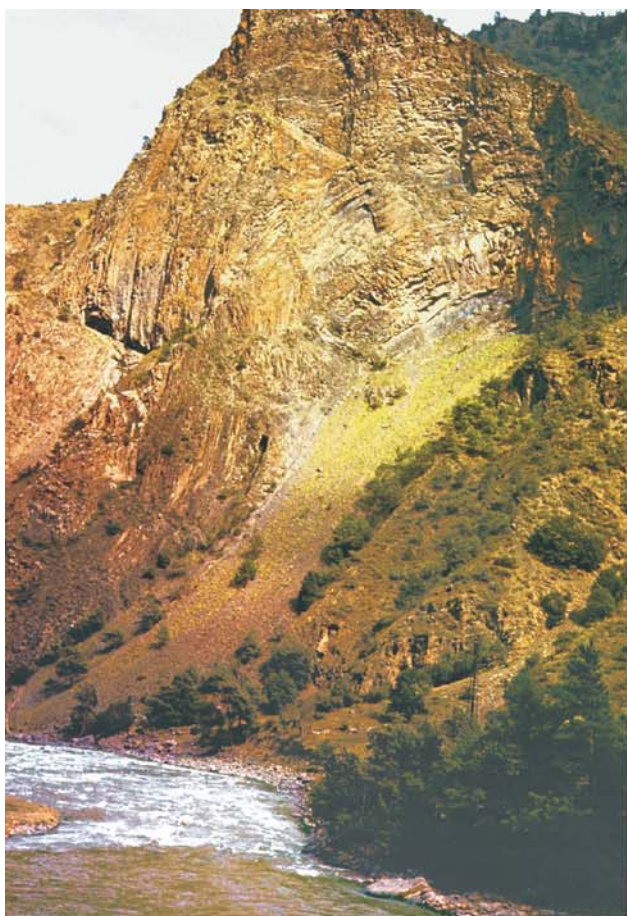
**Фотогалабца 7.** Песчаники батлукской (А) и датунской (Б и В) свит, в различной степени обогащенные соединениями железа

А – песчаники, накапливавшиеся в результате многократной импульсной поставкн осадочного материала, в разной степени обогащенные соединениями железа; Б и В – на стадии седиментогенеза импульсная поставкн Fe обусловила его концентрацию в отдельных слойках в песчаниках; на стадии диагенеза большая часть соединений Fe приняла участие в образовании линзовидных карбонатных стяжений

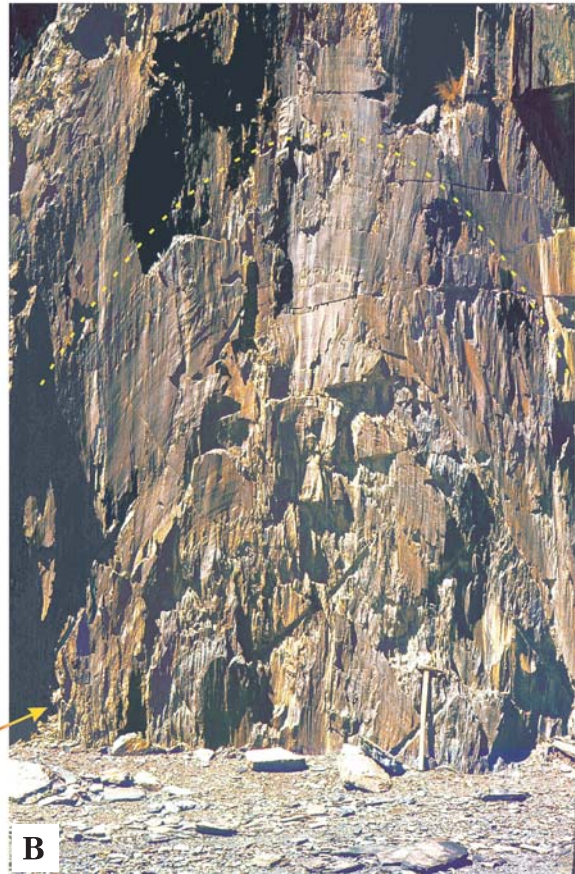
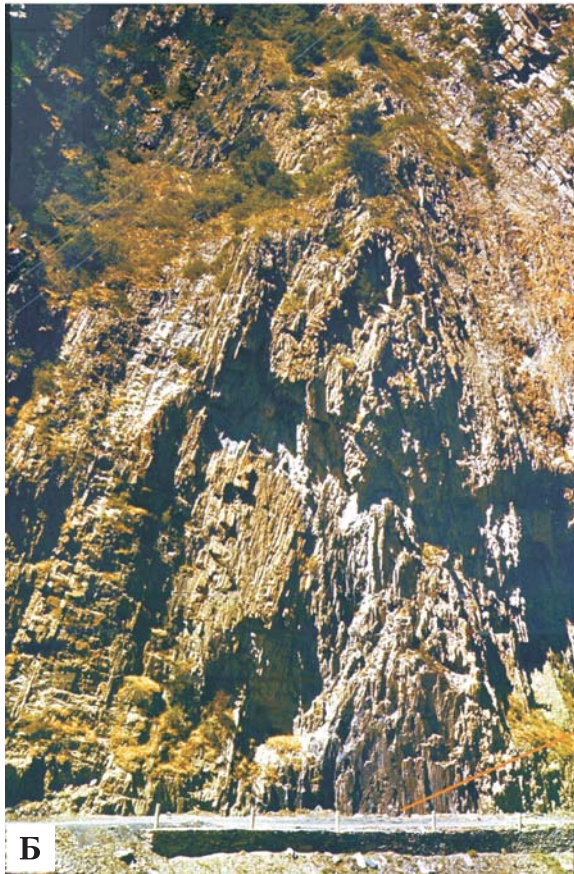
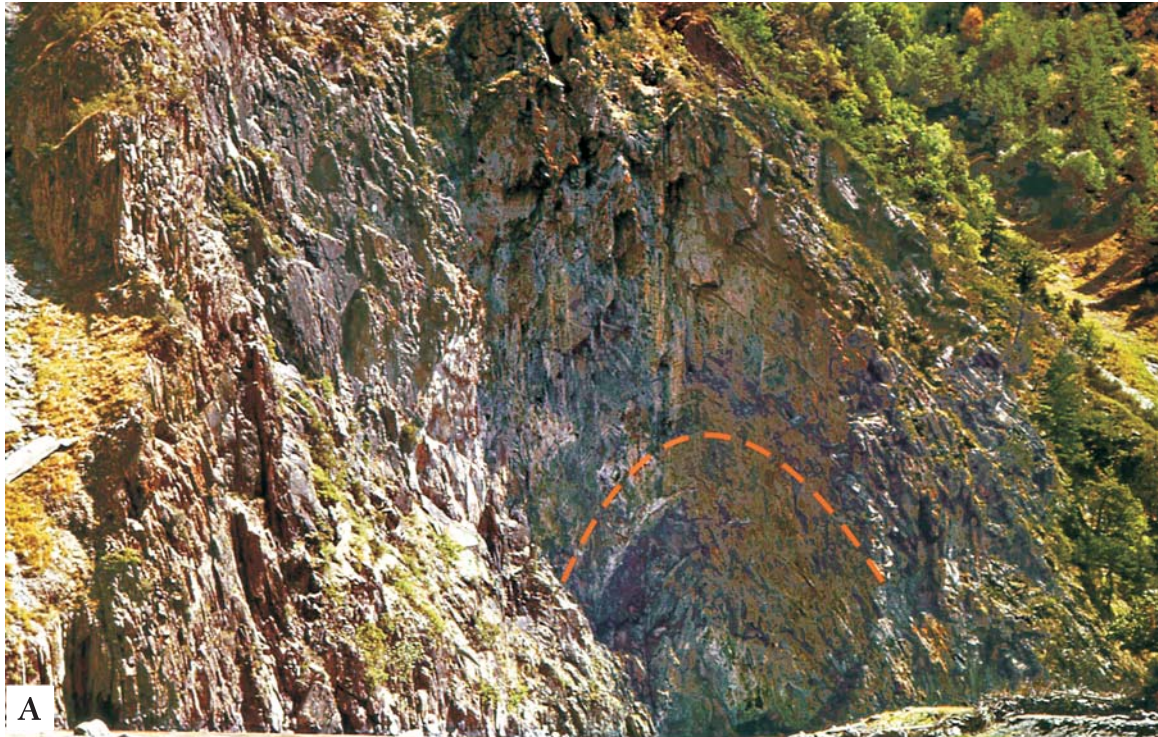




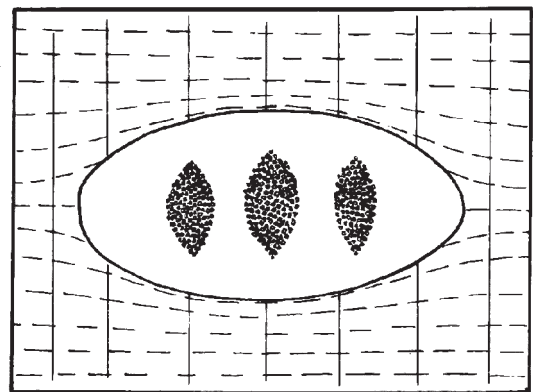
**Фототаблица 8.** Сидеритоносная толща аалена на левобережье р. Самур (Дагестан)  
На нижнем фото молоток лежит на пласте, образованном вследствие небольшого размыва части сидеритоносной толщи



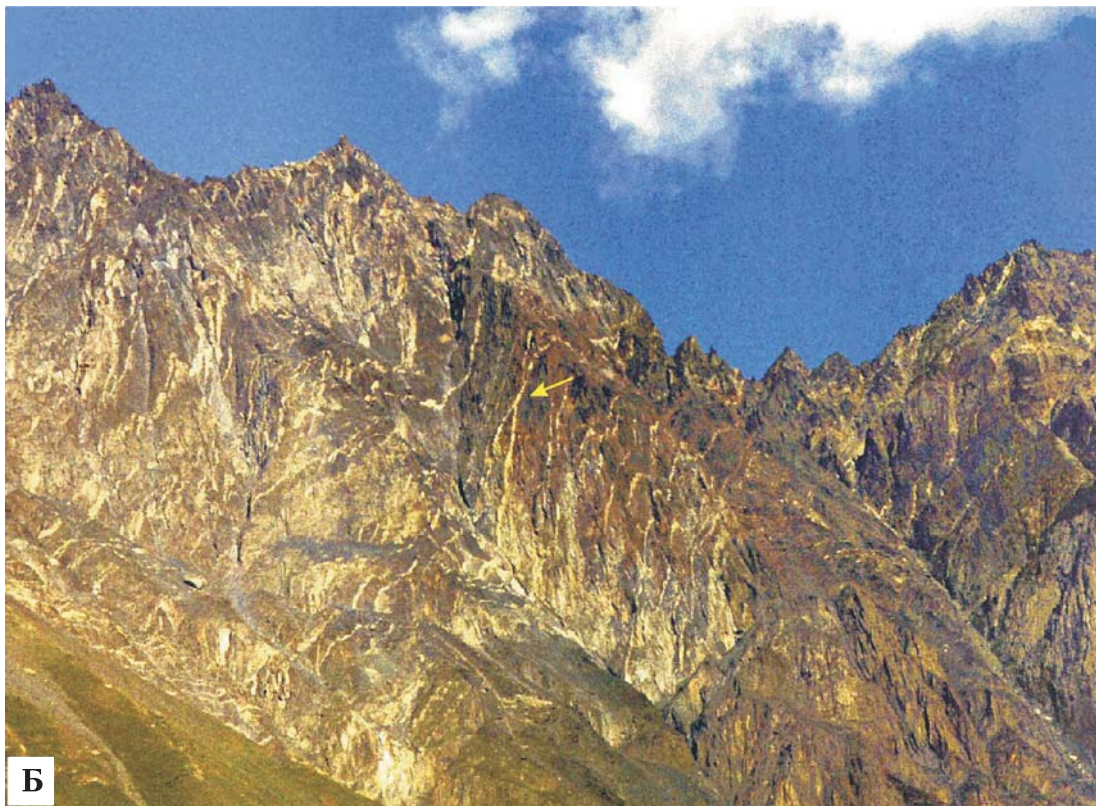
Фототаблица 9. Крупные флексуры в тоарской толще в долине р. Аварское Койсу



**Фототаблица 10.** Антиклинальные складки в верхнеплинсбахской толще в долине р. Аварское Койсу  
А – на правом берегу долины; Б и В – на левом берегу долины напротив устья р. Мазадинки



**Фототаблица 11.** Кварц-хлоритовая конкреция с сульфидной минерализацией (обведена желтой пунктирной линией, А), разбитая трещинками, образовавшимися вдоль плоскостей кливажа  
 Положение седиментационной слоистости показано белой пунктирной линией. На фото Б хорошо видна ориентация сульфидных линзочек вдоль плоскостей кливажа; это же показано на зарисовке В



**Фотогалица 12.** Диабазовые дайки в глинисто-алевролитовой толще циклаурской свиты (правобережье р. Терек, р-н пос. Казбеги)  
На фото «Б» пересечение даек отмечено стрелкой

# ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



**Гаврилов Юрий Олегович**  
доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией седиментологии и геохимии осадочных бассейнов Геологического института РАН. Область научных интересов - общие вопросы литологии, седиментология, геохимия, минералогия осадочных комплексов мезозоя-кайнозоя различных геодинамических обстановок

