



**ФЛИШ И ФЛИШОИДНЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
(формации и геоминералогия)**

МОСКВА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**ФЛИШ И ФЛИШОИДНЫЕ
КОМПЛЕКСЫ
В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
(формации и геоминералогия)**

МОСКВА
1994

Флиш и флишоидные комплексы в различных зонах земной коры (формации и геоминералогия). М.: ГИН РАН, 1994. 154 с. — ISBN-201-11989-1

В сборнике публикуются статьи и тезисы ученых ГИН РАН и других научных организаций, представляющие материалы международного совещания-школы (г. Звенигород) по проблеме, указанной в заголовке. Рассмотрено современное состояние терминологии, типизации, истории и методики выделения и изучения флиша и флишоидов. Охарактеризованы генетические типы, фации и палеогеография флишевых и флишоидных комплексов различных структурно-формационных зон земной коры: океана, подвижных внутриконтинентальных складчатых поясов (Карпаты, Кавказ, Северный Тянь-Шань, Алтае-Саянская обл., Урал и др.), активных и пассивных континентальных окраин. На конкретных примерах показаны закономерности формирования флиша и флишоидных комплексов, минералого-петрографические особенности слагающих их пород и связанных с ними полезных ископаемых.

Сборник представляет интерес как для исследователей-литологов, так и для широкого круга геологов, занятых картированием и поиском полезных ископаемых (сульфидные руды, марганец, нефть и др.).

Редакционная коллегия:

Ю. О. Гаврилов, В. И. Муравьев, чл.-корр. РАН П. П. Тимофеев,
В. Т. Фролов, Р. М. Юркова (ответственный редактор)

Рецензенты:

И. М. Симанович, Ю. К. Бурлин

Введение

В сборнике публикуются статьи ученых Геологического института РАН и других научных институтов и центров России и ближнего зарубежья. Это было первое совещание, на котором комплексно рассмотрены проблемы формирования флиша и флишоидных комплексов в различных структурных зонах земной коры. Совещание проводилось Геологическим институтом РАН совместно с Литологическим комитетом и Московским государственным университетом (г. Звенигород Московской области, 1990 г.). Обращение к материалам совещания, вызвано необходимостью обмена информацией по рассматриваемым актуальным проблемам между научными институтами и центрами бывшего Советского Союза, которые оказались в значительной степени разобщенными и изолированными друг от друга. В статьях обсуждаются остро дискуссионные вопросы, связанные с определением понятий "флиш" и "флишоид" и обоснованным выделением этих образований в разрезе и на площади в составе разновозрастных отложений с последующей оценкой геодинамических условий их формирования.

Сборник состоит из трех тематических разделов. Основное внимание в статьях первого раздела уделено определению, типизации, методам изучения, геологическому значению и истории изучения флиша и флишоидных комплексов. Во втором разделе приводятся описания конкретных разновозрастных формаций в различных структурных зонах: внутриконтинентальные складчатые области, континентальные окраины и океан. Третий раздел включает статьи о петрографических, минералогических и геохимических индикаторах геодинамических условий формирования флишевых и флишоидных отложений, в том числе полезных ископаемых (нефть, газ, уголь, железо-марганцевые руды). Геологические материалы сборника обосновывают представление о необходимости новых подходов к изучению флишевых и флишоидных отложений, что связано с развитием взгляда на седиментацию как событийный процесс, в котором обычны быстрые, качественные, часто катастрофические скачки. Материалы сборника будут способствовать дальнейшему развитию фундаментальных исследований по естественным наукам.

Издание сборника стало возможным благодаря спонсорской поддержке коммерческого банка "Лангепас" (г. Лангепас Тюменской области). Авторы, редакционная коллегия и редакторы выражают Банку свою благодарность.

Редакционная коллегия

1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ, ТИПИЗАЦИЯ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

В.Т.Фролов

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ, СТРОЕНИЕ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ФЛИША

Флиш — замечательная геотекстура, интересная и поучительная историей изучения, строением, составом, генезисом и общегеологическим значением. О флише слышали все, но и сейчас его не признают за полноценную геотекстуру те геологи, которые видят в нем фацию — в духе М.Бертрана и других исследователей XIX в. Более 130 лет флиш был самой загадочной геотекстурой, своего рода геотекстурным иероглифом, порождавшим самые фантастические гипотезы, допускавшие даже его субэвразийское континентальное образование (Д.В.Наливкин). И вся таинственность флиша и полная неясность генезиса рассеялись практически мгновенно, в 1950 г., что тоже необычно для научных гипотез и теорий. Ф.Кюнен и К.Миглиорини [Kuepел, Migliorini, 1950], опубликовав свою статью о турбидных, или мутьевых, суспензионных течениях и объяснив ими, казалось бы, частное свойство флиша — градационную слоистость его зернистых пород — сняли с флиша завесу неясности и сделали его теперь уже самой понятной геотекстурой, с помощью которой можно прояснить генезис других геологических образований.

История изучения флиша

Флиш изучают уже 170 лет. История его изучения четко разбивается на два неравных периода: первый, описательный (1827–1950 гг.) и второй, генетический (с 1950 г. и до настоящего времени).

Описательный период начался статьями Б.Штудера [Studer, 1827a, b] о флише района Зимментала (Гельвейские Альпы). Этот швейцарский геолог впервые использовал крестьянское слово flysh ("флиш") для обозначения особого литотипа — рыхлых, слабых на склонах, сланцеватых пород, способных оползать, как бы стекать и осыпаться. Точного эквивалента термину на русском языке нет, и Н.Б.Вассоевич [1948] передает его словами "текун", "трескун" и

"рухляк". Немецким словам *fliess* (ручей, текун) и *fließen* (текучесть, течение), от которых, вероятно, происходит термин "флиш", ближе всего отвечает первый термин ("текун"). Но в настоящее время это не имеет значения, так как слово "флиш" стало научным термином с иным и очень богатым содержанием, полностью потерявшим первичный смысл. Поэтому термин мог быть любым иным, например "моласса" (кстати, в переводе означающее почти то же самое, а именно "рухляк"), и мы привычно видели бы за ним то, что сейчас называем флишем. Тем не менее буквальное значение немецкого слова "флиш" показывает, какими свойствами обладали те толщи, за которыми закрепилось это название: глинистость, сланцеватость или тонкая слоистость и неустойчивость на склонах. И действительно, этими свойствами обладают все флишевые формации.

Содержание понятия "флиш", однако, не оставалось неизменным, а постоянно развивалось и временами резко менялось. В первом периоде намечилось несколько этапов в смене понимания флиша. Начальным, видимо, следует считать *петрографическое* понимание. По Б.Штудеру, "флиш" — л о к а л ь н ы й, зимментальский комплекс пород — "формация, которая... образована темно-серыми сланцами (в смысле тонкослоистых мягких пелитовых и пелитоморфных пород. — В.Ф.) и песчаниками; благодаря подчиненным слоям и штокам известняка, большим массам известняковой брекчии, пластам черных и луково-зеленых кремней и кварцевых пород и т.д. эта формация всегда имеет сложный состав" [Studer, 1927a, по: Вассоевич, 1948, с. 8]. В статье на французском языке Б.Штудер повторяет определение флиша несколькими иными словами: это "породы с преобладающей сланцевой текстурой, среди которых доминируют мергелистые и песчаные сланцы, черные и серые; твердые и плотные темно-серые песчаники с известковым цементом, подчиненные" (по: [Вассоевич, 1948, с. 8]). При переводе на язык современной литологии флишевая формация Б.Штудера — это "тонкослоистые глинистые и мергелистые мощные, четко ритмичные толщи с подчиненными песчаниками и спорадическими известняковыми брекчиями, которые входят в фацию дикого флиша" (см. ниже). Важный палеонтологический признак флиша — наличие определенных видов фукоидов, вслед за А.Броньяром ошибочно рассматривавшихся как ископаемые растения. Фауна редка: единичные находки аммонитов и белемнитов [Фролов, 1988]. Такой же петрографический состав и флиша Кавказа, которые начали изучать с середины XIX в.

Находки аналогичных зимментальскому флишу отложений в других частях Альп, а вскоре и в Карпатах, на Апеннингах, Кавказе переводили понятие из локального в региональное, а потом в п р о - в и н ц и а л ь н о е и еще более широкое, глобальное. Постепенно и Б.Штудер стал склоняться к *геоисторическому, стратиграфическому* пониманию флиша. Сначала он причислял его к меловой системе, позднее, уточняя — к концу мела, а после отнесения к палео-

гену "нуммулитовой формации", подстилающей в ряде мест флиш, — к палеогену. В это время говорили о флишевой, или фукоидной, эпохе, к которой на основе литологического сходства стали относить меловые и юрские толщи, не содержащие ясных окаменелостей. Но подобные флишу отложения с определенно не третичной, а меловой или юрской фауной Б.Штудер не считал флишем. Обычно же литологический тип играл более важную роль, чем палеонтологические данные и положение в разрезе при отнесении к флишу отложений определенной геологической эпохи.

Когда в Лигурии было установлено широкое распространение сходного с флишем типа пород с ясной позднеэоценовой фауной, К.Майер в 1968 г. отнес флиш к верхнему эоцену и даже выделил его в особый, лигурийский ярус. Ф.Гуаэр и Ф.Гохштеттер на этом основании причислили к эоцену карпатский флиш, на самом деле более древний. Аналогично был переаттестован и кавказский флиш, ранее правильно отнесенный Дюбуа де Монпере к верхнему мелу. Хорошо изучивший флиш кавказского побережья Черного моря К.Ругвич еще в 1887 г. рассматривал флиш как эоценовые отложения.

Но это узкое стратиграфическое понимание флиша, к тому же само по себе неустойчивое, менявшееся с очерченным палеонтологическим пересмотром возраста эталонных литотипических разрезов флиша, все больше вступало в противоречие с новыми геологическими факторами. Во второй половине XIX в. флиш стал открываться на всех континентах, а более точное определение геологического возраста флишевых отложений показало большую разновозрастность флиша (от докембрия до палеогена). К этому времени (конец XIX в.) стало общепризнанным положение, что одновременно на Земле формируются и формировались разные фации и формации (А.Грессли и К.Прево). Флиш стал трактоваться как одна из таких фаций или формаций. Поскольку последний термин все еще широко использовался как стратиграфический (девонская, каменноугольная, оолитовая, меловая и другие формации), флиш рассматривался как крупная геологическая фация, строго не ограниченная возрастом, а встречающаяся в разных геологических системах.

Фациальное понимание флиша отчетливо проявилось уже у "отца" геологии Кавказа Г.Абиха, практически первым введшего понятие и термин для этого региона и правильно различавшего как палеогеновый, так и меловой флиш Кавказа. К.И.Богданович еще выделял и флишевую фацию юры Кавказского хребта. Происходившая смена стратиграфического понимания фациальным вела к раздвоению понятия на узкое, стратиграфическое (флиш считался палеогеновым) и широкое, фациальное (флиш мог быть любого возраста), и это раздвоение нередко имело место в работах одного и того же геолога. Так, Э.Реневье трактовал флиш и узко (сланцы и песчаники с фукоидами эоцена или олигоцена) и широко, как фацию любого, преимущественно юрского, мелового и палеогенового возраста.

Фациальное понимание флиша в самом конце XIX в. постепенно перерастало в *формационное*, которое Н.Б.Вассоевич называл геогенерационным. Этому способствовало вызревание потребности в типизации отложений: по вещественному составу, строению (стратификации) и генезису. "Типы" не связывали геолога строгой фиксацией возраста и давали свободу оперировать ими при исследовании геологической истории региона и Земли в целом, что все больше интересовало как теоретиков, так и практиков. И в понятийном плане типизация была подготовлена К.Прево (1838–1839 гг.), введшем "генетические формации", и русскими геологами (В.В.Докучаев, Г.А.Трагушольд, С.Н.Никитин и особенно А.П.Павлов), разработавшими представление о генетическом типе отложений.

Формационное понимание флиша сначала едва улавливалось. Например, один из основоположников геогенерационного понимания формаций М.Бертран флиш обозначал чаще фацией, а не формацией. Но подчеркивая повторяемость в геологической истории Альп флиша (как и других фаций или формаций — "*les facies ou formations de montagne*"), он видел в этой "горной формации" определенный член крупных геологических циклов, который может быть встречен и в герцинском, каледонском или гуронском мегациклах. П.Арбенц (1919 г.) флиш называл орогенической фацией, а несколько позже Л.Кобер уже четко его считал формацией, характеризующей, наряду с молассой, определенные стадии орогенеза.

Когда в конце 40-х годов эстафета в развитии формационных генетических представлений перешла к русским геологам (В.И.Попов, Н.С.Шатский, Н.Б.Вассоевич и др.), флиш юры, мела и палеогена Кавказа рассматривался как особая формация и важнейшая геогенерация, отвечающая позднегеосинклинальной или раннеорогенной стадии развития складчатого пояса. М.Ф.Мирчинк, З.А.Мишунин, В.Е.Хаин, В.П.Ренгартен, Б.М.Келлер [1949] и особенно Н.Б.Вассоевич [1948, 1951] дали монографическое описание флиша Кавказа и отчасти Урала. Помимо литологического состава, текстур пород и цикличности толщ, тектонической позиции и места в формационном ряду, которым уделялось наибольшее внимание, рассматривались и всевозможные гипотезы образования флиша. Однако ни одна из них не была обоснована, и в генетических представлениях о флише царил полный разнобой. Может быть только одна гипотеза — о колебательно-тектоническом механизме, т.е. о цикличной смене трансгрессий и регрессий как о причине флишевой цикличности — несколько шире была распространена. Но это объяснялось не обоснованностью ее применительно к флишу, а общим стремлением в этот период видеть универсальность тектонических колебаний земной коры и подчинить им даже во многом независимые процессы седиментации, которыми управляют и другие факторы и силы.

Генетический период в изучении флиша имеет четкое начало — 1950 г. [Kuenen, Migliorini, 1950], когда начала создаваться теория

образования флиша. В предшествующем периоде были высказаны все возможные и невозможные гипотезы о природе флиша, в том числе и те, которые с этого года стали обретать статус научных теорий: о причастности подводных оползаний, суспензионных течениях, наблюдавшихся, в частности, в Женевском озере, о подводных каньонах и их происхождении [Daly, 1936] и землетрясениях [Baily, 1930]. Но геологи, захваченные "тектоническим" мышлением, а потом и геохимической парадигмой, не были готовы принять естественные седиментологические механизмы для объяснения флиша, его ритмичности, как и цикличности других формаций. Кроме того, господствовавшее униформистское мировоззрение не позволяло серьезно относиться к тому, что не наблюдается сегодня и что катастрофично.

Трагичность классика флишевой геологии Н.Б.Вассоевича в том, что, опубликовав две монографии о флише одновременно со статьей Ф.Кюнена и К.Миглиорини, причем книгу об условиях образования флиша на год позже (в 1951 г.), он не принял механизма мутьевых потоков, хотя подробно его рассматривал. Н.Б.Вассоевич критически отнесся и к привлечению Б.М.Келлером [1947] землетрясений в качестве одной из причин накопления флиша Кавказа и Южного Урала. Считая особую ритмичность самой характерной чертой флиша, Н.Б.Вассоевич [1951, с. 205] писал: "рассматривая механизм формирования флишевых многослоев, мы связали его с колебательными движениями, вызывающими одновременно и изменение глубин и расстояния каждого пункта в области седиментации от береговой линии. Это приводило нас к выводу о периодическом возрастании и ослаблении (по закону синусоиды) динамики среды, управляющей процессом осадочной рассортировки".

Теперь мы можем только удивляться отсутствию элементарного чувства меры у геологов недавнего прошлого, допускавших частые, тысячекратные поднятия земной коры и ее провалы на глубины 1–2 км или больше за время накопления одного флишевого циклита (годы–тысячелетия): базальные грубые осадки считались мелководными, прибрежными, а апикальные тонкозернистые — батинальными. Стоило бы только представить это, чтобы можно было прийти к выводу, что такое абсолютно невозможно. Оказалось, однако, труднее освободиться от единой универсальной догмы "колебательные тектонические движения могут все": она была проста и с виду обладала свойством всеобщности, с нею можно было не искать механизм, а просто его приписывать природным объектам совершенно разной природы. Парадокс состоял еще и в том, что колебательные тектонические движения такой малой частоты с самого начала были гипотетическими, а в настоящее время они полностью исключаются. К.Данбар и Дж.Роджерс [1962] писали, что колебательные тектонические движения скорее нарушали бы правильность циклов, чем способствовали их образованию.

Подробное изложение почти всех работ по флишу за первые 120 лет можно найти у Н.Б.Вассоевича (1948, с. 16–17, 21–22; 1951, с. 146–143). Оно показывает полное смятение перед флишем как геологическим образованием. Он стал сборным, расплывчатым и совершенно неопределенным понятием. "В суждениях о морфологии и генезисе флиша противоречивость стала разительной" (Вассоевич, 1948, с. 17). "Если в чем и сходятся большинство геологов, то разве только в том, что флиш не является нормальным образованием. Его или просто противопоставляют "нормальным осадкам" (А.П.Герасимов и др.), или прямо называют ненормальным (К.А.Проков) или загадочным (М.Жинью)" [Вассоевич, 1948, с. 22]. Но разгадка природы флиша лежала на поверхности, а то, что ее не сделали намного раньше — один из поучительных парадоксов геологии и научного мышления человека.

Сущность турбидной седиментации проста и уже хорошо известна [Хворова, 1958, 1961; Кюнел, 1969 и др.; Фролов, 1973, 1984, 1985, 1988, 1992, 1993 и др.; Леонов, 1972; Лидер, 1986; Лонгинов, 1973; Логвиненко, Карпова, Шапошников, 1961; Маркевич, 1978, 1985; Романовский, 1976; Чалышев, 1976; Рейнек, Сингх, 1981; Конюхов, 1987; Стоу, 1990 и др.; Bouma, 1962, 1964; Dzulynski, Walton, 1965; Middleton, 1966, 1967; Walker, 1979; и др.]. Флиш на 50–100% — результат событийной седиментации, осуществляющейся спазматическими, часто катастрофическими суспензионными, или мутьевыми, течениями (*turbidity currents*), а также крупными оползаниями и обвалами, грязекаменными и песчаными потоками и почти всегда — фоновой, планктогенной или нефелоидной, формой осадконакопления. Чисто механический процесс спазматической седиментации повсеместен, действует на суше (снежные лавины, сели, пролювий и т.д.) и под водой (в фиордах, кратерных озерах и других котловинных водоемах, например в Байкале, в искусственных озерах, не говоря уже о глубоких морях и периферии океанов), но эффективен он при соблюдении немногих условий: наличии достаточных масс рыхлого осадочного материала в гравитационно неустойчивом положении и значительной глубине (сотни метров и первые километры) близко расположенной области финального накопления этого материала. Из этих двух основных условий следует необходимая высота или крутизна соединяющего две отмеченные зоны склона, на котором обязательно рано или поздно произойдет быстрое перемещение рыхлого материала, силами гравитации автокинетически ускоряющегося до 100 км/ч и больше, наподобие снежных лавин в горах или селей и пролювиальных потоков.

Процесс перекачивания рыхлого материала с шельфа на подножье во много раз интенсифицируется в каньонах, прорезывающих континентальные склоны, особенно в местах массового перемещения осадков, которые чаще всего и прорезали склон и создавали каньоны. Осадконакопление, таким образом, само создает условия и формы

своего усиления: в узких крутодонных и крутосклонных каньонах концентрируются огромные массы разнозернистых осадков, способных не только глубоко эродировать склон, но и при разгоне проложить себе путь в водной толще взвешенно над дном на высоте до сотен метров. Мутьевые течения проходят путь до первых тысяч километров, по пути они расслаиваются и снижаются, а также замедляются. Осаждающийся материал имеет возможность рассортировываться и создавать серии градационно сортированных осадков с постепенно уменьшающимся размером зерен от подошвы к кровле турбидита, т.е. градационной слоистостью (graded bedding) — самым характерным признаком типа.

Основу потока составляет глинистая суспензия, изменяющаяся по плотности и нагруженности песчаным или щебнистым материалом, а также по общей массе. Изучены на многочисленных разрезах и экспериментально подтверждены разнообразные спазматические способы перемещения рыхлого материала. Оно часто начинается обвалами, осыпанием или оползанием, а также разрушением фронтальных частей надвигов, что провоцирует сход более тонкого материала, который частично или целиком происходит из разжижающихся блоков гравитационно перемещающихся масс. Такие разнородные потоки неизбежно дифференцируются на два или три этажа, в которых "слои" движутся с разными скоростями и разными способами. Нижняя, наиболее нагруженная песчано-илистым и грубообломочным материалом часть потока перемещается вблизи дна, иногда даже не касаясь его (об этом свидетельствует ровная, без признаков эрозии и выпаживания граница с подстилающим пелитовым осадком). Но чаще всего такой грязекаменный поток эродирует дно, создает себе глубокую каньонообразную долину, главным образом в верхней части конуса выноса. Когда суспензия переполняет такой канал, она выходит "из берегов" и откладывает по обе стороны материал, создающий высокие прирусловые валы протяженностью в десятки и сотни километров. Основная же часть материала грязекаменного потока (debris flow или pebbly mudflow) выливается в виде веера или лопасти на поверхности конуса выноса на выходе из канала.

Протяженность илисто-щебнистых потоков — километры—сотни километров. Они концентрируются на выходе из каньона, формируя верхнюю, или проксимальную, фангломератовую фацию конуса выноса, аналогичную соответствующей фации пролювиального конуса. Часто такие отложения неотличимы, хотя среда их отложения — воздушная или глубоководная — резко различна. Таким образом, условия отложения больших масс грубообломочного материала сильно не меняют процесс быстрого отложения и состав получающегося осадка. Последний несортирован, неслоист, изотропен, с обломками в неустойчивом, вертикальном или наклоненном против течения положении, без опоры на другие обломки. Среди последних нередко встречаются нетранспортабельные фрагменты еще довольно рыхлых осадков —

свидетельство переноса во взвешенном состоянии. Толщина одноактно отложенных таких микститов — первые метры—десятки сантиметров (на дистальном крае).

Верхняя, более тонкая песчано-илистая часть общего потока реализуется в виде многослой в основном за пределами фангломератовой фации и формирует как главную, среднюю фацию конуса, считающуюся нормальным флишем, так и краевую, дистальную фацию, нередко называемую субфлишем или, при терригенном глинистом составе, аспидным флишем. Нормальное флишевая фация сложена песками, алевритом и глинистым илом с разным соотношением этих гранулометрических типов. Если в циклите преобладает зернистый элемент, флиш называется песчаным, в ином случае — глинистым, или аспидным. С.Л.Афанасьев, один из лучших знатоков флиша, сочетание зернистого и илистого элементов во флишевом циклите назвал аяксом: они действительно неразлучны и четко отличают флиш от других мелкоциклитовых отложений. Сохранение в циклите илистого элемента — показатель тиховодности места отложения, хотя над дном проносятся быстрые потоки, но на значительной высоте (десятки—сотни метров).

Взвешенный поток, опускаясь, начинает ближе или дальше от вершины конуса выноса приближаться ко дну, возмущать тонкие илистые осадки и отдельными струями прорывать в них углубления — борозды, острые концы которых направлены против течения (четкий палеогеографический репер), которое одновременно заполняет их песком, образуя слепок. Эти острые с одного конца валики на подошве песчаных пластов основания циклитов являются слепами борозд размыва струями течений, или flut-casts. Стратификация верхней части потока и усложнение движений в нем приводят к развитию в турбидите на базе простой градационности более сложной слоевой текстуры, а именно к обособлению до пяти (a—c по: [Boima, 1962 и др.]) или до семи слоев-горизонтов: нижнего неслоистого градационного (a, или T_1), гравийно-песчаного, постепенно сменяющегося горизонтально-слоистым (ламинарным) песком (b, или T_2), в котором каждый слой (1—150 мм) своей градационностью похож на весь турбидитный многослой и ошибочно может быть принят за документ самостоятельного потока; выше не всегда развивается волнисто- и косоволнистослоистый, обычно с оползневой складчатостью (конволютный слой) мелко-тонкопесчаный (c или T_3) горизонт, текстура которого свидетельствует о касании потоком дна и динамическом воздействии на только что им отложенные пески; перекрывающие ламинарно-слоистые тонкие пески и алевриты (d, или T_4), аналогичные T_2 , являются его верхней частью и отличаются утонченной зернистостью и слоистостью; в апикальном глинистом, точнее, алеврито-глинистом горизонте (e, или T_5), обычно без слоистости, иногда развиваются два—три подгоризонта. Выше горизонта T часто залегает

маломощный (0–10 см, реже толще) совершенно иной генетический тип — фоновые, чаще всего планктоногенные (карбонатные или кремнистые) осадки или нефелоидные отложения (Ф.А.Щербаков), накапливающиеся постоянно и как автохтонные образования свидетельствующие об условиях в бассейне.

Чаще всего флишевый циклит имеет толщину 10–50 см, из которых 90–100% составляет турбидит, а 0–10% — фоновый элемент. Последний, однако, отвечает 100% времени формирования циклита (так как Т отлагается практически мгновенно — 1–24 ч или несколько дольше). В 1929 г. в течении 59 мин были разорваны трансатлантические телеграфные кабели на континентальном склоне Северной Америки и его подножии турбидитным потоком протяженностью до 50 км. Виновник такой диверсии был распознан только после признания механизма флишеобразования.

Всего за несколько лет новая теория образования флиша утвердилась во всем мире, что свидетельствует о готовности геологов, работавших буквально в потемках по флишевой проблеме, к ее восприятию. Только в нашей стране, сделавшей, может быть, больше других в познании флиша (монографии Н.Б.Вассоевича, Б.М.Келлера, С.С.Вялова и мн. др.), новые идеи утвердились не так быстро, чему мешал и большой авторитет Н.Б.Вассоевича, признавшего их уже после выхода своих главных трудов. Однако он всегда был терпим к новым идеям и их носителям, с которыми поддерживал теснейшие контакты.

Скачок в понимании флиша не был полностью внезапным. Его задолго готовили Ф.Форель, еще в 1885 г. писавший об оползнях и мутных потоках в Женевском озере [Forel, 1885, 1888], А.Гейм, Н.И.Андрусов (конец XIX в.), Г.Стэтсон и Дж.Смит, А.Д.Архангельский (1930 г.), Р.Дели [Daly, 1936], связавший образование подводных каньонов с мутными потоками, Ф.Кюнен, назвавший эти потоки суспензионными течениями, Д.Джонсон [Johnson, 1938], введший в науку понятия "турбидных", или "мутьевых", течений (turbidity currents) и др. Седиментологи вплотную подошли к разгадке механизма флишеобразования. Требовалось лишь сомкнуть, поставить в причинную зависимость раздельно изучавшиеся явления: плотные мутьевые течения (современные процессы в природе и эксперименты) и градационную слоистость — объективное свойство ископаемых многослоев, или циклитов, что и было сделано Ф.Кюненом и К.Миглиорини [Kuenen, Migliorini, 1950]. Этим они не только решили важнейшую геологическую загадку, но и заложили основание нового, неокатастрофического мировоззрения, преодолевающего догматический униформизм.

Современное состояние и проблемы изучения флиша

На базе познанного механизма формирования флиша было сформулировано определение ф л и ш е в о й ф о р м а ц и и как *регионального парагенеза турбидитов, других спазматических, под-*

водно-коллювиальных и фоновых, обычно планктоногенных отложений с тем или иным участием контуритов и отложений других донных течений, ихнитолитов, или биотурбидитов, нередко с тефровыми туфами [Фролов, 1984, 1988, 1994]. Это определение позволяет восстанавливать геологическую обстановку его формирования: глубоководность, активный тектонический режим, т.е. быстрое некомпенсированное прогибание области седиментации и обычно такое же воздымание соседней суши (хотя иногда этого не требуется) и обильное питание рыхлым осадочным материалом, что чаще всего предполагает гумидный климат, иногда — активный вулканизм и почти исключает аридность соседней суши. Флиш формируется и у края тектонически пассивной структуры — платформы, например Северо- и Южно-Американских и Африканской (Гвинейский залив), и еще реже — в аридной зоне (Индский конус и котловина Мексиканского залива против дельты Миссисипи), когда поставляется достаточное количество рыхлого материала из соседних гумидных зон (Гималаи и Северная Америка).

В понятие "флиш" и в его определение не вошли признаки его состава и строения, хотя "особая ритмичность" Н.Б.Вассоевичем и другими знатоками флиша выдвигалась как его самая характерная сторона. Однако никто не мог четко сформулировать, в чем же специфичность флишевой циклитовости: в том, что она мелкая? Но такую же тонкую циклитовость имеют некоторые части шлира, моласс и других формаций. С другой стороны, и во флише бывает грубая (в десятки метров) циклитовость — она чаще встречается в фации грубого флиша. Лишь статистически можно показать, что во флише в основном развиты мелкие и правильные, наиболее монотонные циклиты, что недвусмысленно указывает на механическую осадконакопления: десятки и сотни смежных и далеких один от другого по расстоянию и возрасту циклитов совершенно неотличимы, как не отличаются шестеренки, болты, гвозди заводского изготовления. Такая монотонность строения могла бы и раньше привести к бесспорному выводу о мгновенности накопления главной, турбидитовой части циклитов флиша, за которой бессмысленно искать признаки развития и длительности, например смену трансгрессий регрессиями.

Петрографический состав также неспецифичен для флиша: он может быть практически любым (силикатным, силицитовым, карбонатным, терригенным, вулканогенным, эдафогенным, биогенным и т.д.), даже техногенным: сбрасываемый на узкие шельфы мусор довольно быстро оказывается у континентального подножия, куда он транспортируется мутьевыми течениями, обвалами, осыпями и оползнями. Поэтому следует различать и классифицировать флиши разного вещественного состава. Однако флиш не бывает бокситовым, ферритолитовым, фосфоритовым, солевым и угольным — это практически запрещенные составы, так как такого материала на Земле мало, чтобы сложить одну из самых мощных формаций. Кроме того,

и генетически перечисленные рудные породы далеки от зон флише-образования. Но турбидиты бывают сульфолитовыми (в кратерных озерах), соляными, железорудными и некоторыми другими экзотическими, однако это не формация флиш, а включения в другие формации. Таким образом, запрещенным для флиша оказываются не только породы, но и генетические типы отложений: континентальные, прибрежные и мелководно-морские. Лишь одна петрографическая сторона может считаться общей для всех флишей — неконформность, обломочность их пород: даже планктоногенный элемент имеет неконформную раковинную или биоформную структуру. Эта черта также признак общей механогенности.

Соленость воды может быть любой, в том числе флиш формируется и в пресноводных бассейнах, например, в Байкале, хотя мощные турбидитовые толщи последнего можно считать и составной частью — фацией шлира [Фролов, 1993].

Строение флишевых формаций, помимо основной и наиболее заметной элементарной циклитовости, выражается более крупными циклитами и фациальной структурой. Мезоциклиты (5–100 м) выделяются по олистостромовым (0,5–100 м) и другим грубокластитовым горизонтам, а также слоями дисгармоничных оползневых складок (метры–сотни метров) и туфовыми прослоями. Еще менее четка макроциклитовость (сотни метров–первые километры), выраженная толщами с разной циклитовостью или разного гранулометрического состава, например конгломератами толщиной до 200–250 м. Макроциклиты, вероятно, отражают тектонические и климатические циклы. Мезо- и макроциклы — нерешенные проблемы, так как их изучение наталкивается на трудности стратиграфии обычно сложноскладчатых флишевых формаций.

По фациальной структуре флиши делятся на две группы: с асимметричным и симметричным строением флишевых свит или серий. Асимметричная фациальная структура распространена шире, по крайней мере в океанах. Она отражает односторонность питания материалом и выражается в смене проксимальной фации, приближенной к устью каньона и отличающейся наиболее грубообломочным составом, фацией средней части конусов выноса, песчано-илистой, наиболее обширной и мощной (до 5–7 км), и, наконец, дистальной, алеврито-глинистой и наиболее тонкоциклитовой (5–10 см и тоньше) фацией. Фациальные границы за время накопления формации мигрируют слабо, так как тектонический и геоморфологический планы обычно устойчивы. Лишь колебания уровня океана и связанные с этим осушения или полные затопления шельфов, как, например, в ледниковые и межледниковые периоды, приводят к выдвигению в море грубых накоплений или их сокращению, что может (часто ошибочно) восприниматься за миграцию фаций. Ширина асимметричного флиша — сотни километров, иногда до 1–3 тыс. км (Бенгальский, Индийский и другие конусы выноса). На

континентах они редки и мельче, формировались в краевых, например, задуговых морях и других аналогичных прогибах геосинклиналей.

Симметричная фациальная структура, наоборот, чаще присуща континентальному, геосинклинальному флишу, который образуется при двустороннем питании осадочным материалом, например меловой флиш Кавказа, формировавшийся между кордильер [Вассоевич, 1948, 1951; Гроссгейм, 1972; Афанасьев, 1974, 1980], и аналогичные флиши Карпат, Альп. Современные примеры — межостроводужные флиши Индонезии. Осесимметричная структура выражается объединенной осевой тонкофлишевой, нередко аспидной фацией, которая сменяется в обе стороны нормальнофлишевыми фациями, а у бортов прогиба — фациями дикого флиша. Ширина формаций — десятки и первые сотни километров, толщина — 0,5–2 км. Не решены вопросы о продольных течениях, их типе и роли в формировании флиша, а также о влиянии сил Кориолиса на отклонение суспензионных течений (идея В.А. Гостина). Есть данные о значительном участии суспензионных течений продольного направления, а также более постоянных течений, одни из которых напоминают контуристы.

Формацией или фацией следует считать флиш? Большая часть геологов не сомневается в формационном ранге флиша, меньшая понижает его ранг до фации. Мой опыт изучения флиша свидетельствует о том, что флиш может быть и формацией, и фацией. Определяется его ранг в иерархии геологических объектов обычным историко-геологическим критерием: если он выделяется и картируется как региональная свита [Леонов, 1973, 1974; Фролов, 1994] — то это формация; когда же он входит составным элементом в региональную стратиграфическую единицу иного формационного типа — это флишевая фация иной формации, например шлировой, вулканической, рифтовой, планктогенной батальной и т. д. Периокеанские, окраинно-морские и большая часть межкордильерных флишей — полноценные геоформации, отвечающие самостоятельным этапам развития крупных структурно-тектонических зон или целых бассейнов седиментации.

Флиш — понятие генетическое (это генетический формационный тип), поэтому встает проблема его распознавания в конкретных геологических телах — свитах или сериях, иными словами, — проблема генетической расшифровки последних как геоформаций, или их формационной интерпретации, а это заставляет выявлять диагностические признаки тел. Основным признаком флиша является градиционная слоистость, или, что то же самое, турбидиты, а именно преобладание аяксов и других отложений спазматического типа (оползней, обвалов, осыпей), которые вместе с аяксами должны составлять формацию почти всегда более чем наполовину. При меньшей их доле можно говорить о суб-

флише и относить толщу к иным формациям — по доминированию соответствующего парагенеза генетических типов отложений: к планктоногенным известковым или кремневым, биорифовым, вулканическим и т.д. При содержании песчаных пород до 20–30% толщу обычно относят к аспидной формации, что свидетельствует о ее петрографическом составе, но не о формационности. Проведенный мною генетический анализ классических "аспидных формаций" — нижней и средней юры осевой зоны Большого Кавказа, таврической серии Крыма, кульма (нижний карбон Германии) и других — показал преобладание в них "дистальных турбидитов", турбидитовый генезис которых не бросается в глаза. Вероятно, любая "аспидная формация" это глинистый, наиболее тонкий флиш, если мощность достаточно велика (сотни метров), или аспидная, глинистая фация обычного песчано-илистого флиша.

Градационная слоистость, однако, присуща не только турбидитам, хотя наличие турбидитов тоже надо доказывать, так как они не порода, не литотип, а представляют собой генетический тип отложений (ГТО). Но в отличие от многих других ГТО турбидиты обладают большим набором генетических признаков, комплекс которых позволяет довольно легко и объективно решать генетические задачи — относить градационнослоистые многослой к турбидитам, а толщу из турбидитов — к флишевой формации. Отчасти поэтому методы выявления турбидитов, лишённые большой научной спекулятивности, стали обычными как в литогенетическом, так и в формационном анализах. Каков же этот комплекс диагностических признаков турбидитов (Т)?

Прежде всего, "аяксовость", т.е. присутствие не только зернистого, базального, но и илистого, апикального элементов Т, и не в одном, а в подавляющем большинстве циклитов, что однозначно указывает на глубоководность и взвешенность над дном мутьевого потока, из чего следуют выводы о высоком и крутом склоне и каньонах (иначе не получится автокинетический разгон) и т.д. Во-вторых, совершенная постепенность перехода от подошвы к кровле Т, что возможно только при однократности отложения всех горизонтов Т и о мгновенности этого события (быстрота осаждения определяется наиболее крупными зёрнами), исключаяющей любые трансгрессии и регрессии. Мгновенность седиментации доказывается и десятками других признаков, из которых наиболее заметны слепки борозд размыва, глиняный диапиризм и будирование песчаников, блюдцеобразные текстуры, вызванные своего рода разрывными "течениями" (уход вверх захороненной массой осадка воды), пльвинные дайки, силлы и излившиеся на поверхность конуса выноса языки-лопасти отличных от турбидитов песков [Фролов, 1985, 1993а и др.], большая илистость ("вакковость"), неустойчивое, вертикальное положение удлинённых и уплощённых седикластов, их причудливая изломанность и изогнутость и нередко верхнее (вблизи кровли песка) залегание, малая

транспортбельность (слабая литифицированность и рыхлость) многих их крупных обломков, конволютный и другие горизонты Т и т.д. В-третьих, однообразие Т флишевых циклитов "во все времена" начиная с архея [Фролов, 1973 и др.] и во всех обстановках, господство горизонтального наложения и почти полное отсутствие косой и волнистой слоистости, господствующее незрозионное налегание на тончайшие илистые осадки, контрастность гранулометрии в Т, их мусорность и т.д. Планктоногенные и другие фоновые ГТО в парагенезе с Т позволяют более точно определить палеогеографические параметры обстановки флишеобразования: батиметрические, климатические, гидродинамические, физико-химические и др.

Сравнительно легкая и во многом объективная узнаваемость турбидитов и флиша позволяет, во-первых, сузить применение малосодержательного термина "флишоид" (и производных от него), поскольку в природе таких формаций или образований иного уровня не существует (возможно использование его в смысле "флишеподобный"), а во-вторых, более конкретно определить геологическую обстановку, структурное положение флиша и этап развития региона или его зоны. Но современные знания флиша не подтверждают прежние упрощенные представления, что флиш образуется только однажды в геотектоническом цикле геосинклиналей, что это позднегеосинклиальная и предорогенная (или раннеорогенная) стадия и что за ним обязательно следует чисто орогенная формация — моласса. На самом деле флиш — сквозная формация, которая часто начинает геосинклиальное развитие и сопровождает его до орогенеза, например Большекавказский формационный ряд состоит из флишей нижней, средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела и палеогена. Такой же и Уральский формационный ряд, во многом сходны и ряды других долгоразвивающихся геосинклиналей, например восточной окраины Азии. Положение флиша в структуре геосинклинали также не строго фиксировано. Он накапливается как в центральных, так и в периферических прогибах, лишь бы были необходимые условия.

Флиш, таким образом, — почти единственная осадочная формация геосинклиналей, если не считать более редкие биорифовые и некоторые другие карбонатные, а также яшмовые, кремневые формации. Флиш подавляется лишь интенсивным вулканизмом, приводящим к образованию вулканитово-флишевых или флишево-вулканитовых формаций. Поскольку даже мощные эффузивные толщи образуются почти мгновенно, то главным историко-геологическим элементом в этом случае оказывается флиш или флишевые фации. Такая "всезаполняющая" роль флиша обусловлена отсутствием другого механизма поставки обломочного материала на большие глубины (эоловая поставка и разнос нефелоидной сильно разбавленной взвеси слишком малы в сравнении с высокоплотными мутьевыми течениями). Флиш практически единственный свидетель и результат глубоководной седиментации. Не зная флиша, нельзя проводить и

геотектонический анализ основных структур земной коры. Флиша нет лишь на платформах, как континентальных, так и океанических (на окраины и тех, и других он все же заходит), и в континентальных орогенных поясах, в которых роль флиша выполняют молассы.

Широкое распространение флиша во времени и пространстве и разнообразие его литологического состава и отчасти строения требуют разработки классификаций флиша по этим его аспектам, а также по основному, системному признаку — по парагенезам ГТО.

Хотя флиш довольно хорошо изучен, остаются все же мало освещенными такие стороны, как: доля фоновых отложений во флише типа таврической серии Крыма и их диагностические признаки; взаимоотношение со шпиром; латеральные формационные ряды, особенно по простирианию главных структур, единых для океана, моря и континента; элювиирование осадков в межтурбидитово-флювиальных фазах; стратификация, мезо- и макроциклиты, детализация фациальной структуры; фазы оползневой складчатости и пльвуногенерации; донные нетурбидитовые течения и связь с полезными ископаемыми.

Флиш в целом беден полезными ископаемыми, они ему как бы противопоставлены. Но карбонатный флиш, например верхнемеловой на Кавказе, — ценнейшее сырье для цемента. Диатомово-опокковый флиш мезозоя-кайнозоя востока Азии и Аляски нефтегазоносен. Яшмовые слои девонских флишей Урала — ценные подделочные породы. Флишевые толщи оказываются преемниками гидротермального сульфидного оруденения (нижняя и средняя юра южного склона Кавказа). Когда-нибудь будут добываться и многочисленные сидеритовые конкреции из терригенных флишей типа таврического и нижне-среднеюрских кавказских.

Основное же значение флиша — историко-геологическое, в особенности геотектоническое.

Литература

Афанасьев С. Л. Ритмы и циклы в осадочных толщах // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49(6). С. 147-148.

Афанасьев С. Л., Бойко Н. И. Разрез мел-палеогеновой флишевой формации Северо-Западного Кавказа (путеводитель экскурсий). Ростов-на-Дону, 1980. 23 с.

Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1948. 215 с.

Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1951. 240 с.

Гроссгейм В. А. Строение и условия образования флишевой формации // Геотектоника. 1972. N 1. С. 45-51.

Данбар К., Роджерс Дж. Основы Стратиграфии. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1962. 364 с.

Келлер Б. М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1947. Вып. 48. 124 с.

Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии и на Южном Урале и сходные с ней образования. М.; Л., 1949. 165 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР; Вып. 104).

Кюнохов А. И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М.: Недра, 1987. 222 с.

Кюнен Ф. Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых

суспензий // Геология и геофизика морского дна. М., 1969. С. 59–87.

Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ, 1973. Т.1. 530 с.; 1974. Т.2. 486 с.

Леонов М.Г. Флиш — образование подводного склона // Литология и полез. ископаемые. 1972. N 2. С. 34–45.

Лидер М.Р. Седиментология. М.: Мир, 1986. 439 с.

Логвиненко Н.В., Карпова Г.В., Шапошников Д.П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков, 1961. 400 с.

Логинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с.

Маркевич В.П. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 144 с.

Маркевич В.П. Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии в фанерозое (на примере Сихоте-Алиня и Камчатки). М.: Наука, 1985. 118 с.

Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.

Романовский С.И. Динамика формирования флиша. Л.: Недра, 1976. 175 с.

Стоу Д.А.В. Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации/Ред. Х.Рединг. М.: Мир, 1990. Т.2. С. 141–194.

Фролов В.Т. Пример архейского флиша Австралии // Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973. С. 85–87.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

Фролов В.Т. Геологическое строение и формационное расчленение островов Кунашир, Парамушир, Малой Курильской гряды и Командорских островов // Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. С. 9–17, 51–56, 103–108, 158–167.

Фролов В.Т. Флишевая формация — уточнение понимания // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т.63(4). С. 16–32.

Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во МГУ, 1992. Кн.1. 335 с.; 1993а. Кн.2. 430 с.; 1994. Кн.3. 344 с.

Фролов В.Т. Шлир — самостоятельный формационный тип // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993б. С. 109–122.

Хворова И.В. О происхождения флиша // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1958. Т. 33, вып. 5. С. 3–21.

Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. М.: Наука, 1961. 352 с.

Чальшев В.И. Ритмичность флиша и моласс. Л.: Недра, 1976. 276 с.

Чистяков А.А. Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов. М.: ВИНТИ, 1980. Т.10. 164 с.

Bailey E.B. New light on sedimentation and tectonics // Geol. Mag. 1930. Vol. 67. P. 77–92.

Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.

Bouma A.H. Ancient and recent turbidites // Geol. mijnbouw. 1964. Vol. 43, N 8. P. 375–379.

Bouma A.H., Brouwer A. (Eds.) Turbidites // Development in Sedimentology. Amsterdam: Elsevier, 1964b. Vol. 3. 264 p.

Daly R.A. Origin of submarine "canyons" // Amer. J. Sci. 1936. N 31. P. 401–420.

Dunbar G.J., McCall G.J. Archaean turbidites and ironstones of the Mt. Belcher area (Western Australia) // Sediment. Geol. 1971. Vol. 5, N 2. P. 93–133.

Dzulynski S., Walton E.K. Sedimentary features of flysch and greywackes // Development in Sedimentology. Amsterdam: Elsevier, 1965. Vol. 7. 274 p.

Johnson D. The origin of submarine canyons // J. Geomorph. 1938. N 1. P. 230–243.

Forel F.-A. Les ravins sous — lacustres des fleuves glaciaires // Compt. Rend. 1885. N 101. P. 725–728.

Forel F.-A. Le ravin sous — lacustrine du Rhone // Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat. 1888. Vol. 23, N 96. P. 85–107.

Kuenen Ph.H., Migliorini C.Y. Turbidity currents as a cause of graded bedding // J. Geol. 1950. Vol. 57, N 2. P. 56–63.

Middleton G.V. Experiments on density and turbidity currents // *Canad. J. Earth Sci.* 1966. Vol. 3. P. 523-546; 1967. Vol. 4. P. 475-505.

Middleton G.V. Turbidity currents/D.J.Stanley (Ed.) // *The new concepts of continental margin sedimentation. Amer. Geol. Inst., 1969. P. GM-A-1-20.*

Studer B. Geognostische Bemerkungen uber einige Theile der nordlichen Alpenkette // *Leonhard Zeitschrift fur Mineralogie. 1827a. Bd.1. S. 39-84.*

Studer B. Notice geognostique sur quelques parties de la chaine de Stockhorn, et sur la houille Simmenthal, canton de Bern // *Ann. Sci. Nat. Paris. 1827b. XI.*

Walker R.G. Turbidities and associated coarse clastic deposits // *Facies models. Geoscience Canada. Reprint series 1. Hamilton, Canada. 1979. P. 91-103.*

В.Ю.Запрометов, В.И.Попов

К КЛАССИФИКАЦИИ ФЛИШОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Под флишоидными формациями в широком смысле авторы понимают толщи, более или менее схожие по своему строению с классическим флишем, но отличающиеся от него не столь закономерной ритмичностью. Характер отдельных их слоев и пачек не всегда обладает ярко выраженной индивидуальностью подобных флишевых образований.

По мнению авторов, понятие "флишоидные формации", уже привившееся в литературе, целесообразно сохранить, используя его, в первую очередь, для вышеупомянутых образований. Однако в эту группу нами включаются и более редкие собственно флишевые формации.

Основная часть флишоидных формаций представляет собой отложения терригенного шлейфа на батинальных и абиссальных предконтинентальных равнинах. В фациальном отношении это образования глубинных конусов выноса каньонов или глубинных дельт ("каналов"), т.е. дистальные продолжения осадков крупных наземных речных долин, сформированных посредством мутьевых и других потоков.

По преобладающему вещественному составу флишоидные формации заключают в себе представителей двух петрогенетических рядов: преобладающие терригенные (алюмосиликатные) и гораздо менее распространенные карбонатные. Непосредственно формации выделяются исходя из положения места своего образования относительно континентального склона или других перегибов рельефа, орографических ландшафтных обстановок морского дна.

Основываясь на петрогенетических и фациальных принципах определения осадочных комплексов, среди алюмосиликатных (терригенных) флишоидных формаций различаются следующие их виды: флишевая, черносланцевая, аспидная, желобовая флишоидная, удаленная флишоидная.

В принципе, возможно, было бы более правильным деление флишевой и аспидной формаций на два самостоятельных вида, отвечаю-

щих батинальному и абиссальному фаціальным комплексам, однако в настоящее время подобное разделение ископаемых отложений чаще всего не безусловное.

С.Л.Афанасьев ФЛИШ И ВРЕМЯ

Флишевая формация в основном сложена обломочными породами, прежде всего турбокластитами, в меньшей мере ортокластитами, обвальными и оползневыми брекчиями, а также биогенными и вулканогенными породами [Афанасьев, 1949, 1960, 1974а,б, 1976, 1977, 1978а,б, 1984а,б, 1985, 1987, 1991а, б; Вассоевич, 1948; Келлер, 1947; Фролов, 1988; Bouma, 1962; Gilbert, 1895; Hess, 1975; Richter, 1973; и др.]. Формально формацию слагают семь элементов флишевых циклитов: О', О, I', I, II, III и IV, из которых главные (I, II, III) выделены Н.Б.Вассоевичем, Б.М.Келлером и автором.

Обломочные породы подразделяются на грубообломочные со средним размером обломков от 10 до 1000 м, которые представлены олистокластами и олистоплаками, утесами (10–100 м) и отторженцами (100–1000 м) [Афанасьев, 1976; Richter, 1973]; крупнообломочные породы (0,1–10 м), по данным тех же авторов, сложены отломами и валунами (0,1–1 м), а также глыбами (1–10 м); среднеобломочные (1–100 мм) представлены дресвой и гравием (1–10 мм), щебнем и галькой (10–100 мм); мелкообломочные (20–1000 мкм) сложены пылинками (20–100 мкм) и песчинками (100–1000 мкм); тонкообломочные (менее 20 мкм) породы, в том числе силтолиты, или пелитолиты (2–20 мкм), глины и лютиты (менее 2 мкм).

Толщина литом — циклитов, формаций, пачек, пакетов, слоев, слоев — колеблется от 1 мкм до 10 км, в связи с чем выделяются 10 групп литом по их мощности: километровые (килолитомы, 1–10 км), гекталитомы (100–1000 м), декалитомы (10–100 м), метровые литомы (1–10 м), дециметровые (децилитомы, 1–10 дм), сантитомы (1–10 см), миллислои (1–10 мм), децимиллислойки (1–10 дмм), сантимиллислойки (10–1000 мкм), микрослойки (1–10 мкм) [Афанасьев, 1985]. В каждой группе различаются крупные (5–10)·10ⁿ м, средние — (2–5)·10ⁿ м и мелкие — (1–2)·10ⁿ м разновидности.

Бассейны седиментации (прогибы) подразделяются на постоянные, где осадочные толщи формировались в течение 20–100% времени развития бассейнов, временные (5–20%) и эфемерные (менее 5%).

О' ЭЦ (элемент циклита) представлен простыми дека- и гектаслоями со средней мощностью 20–100 м крупно- и грубообломочных пород со средним размером угловатых обломков и блоков 0,5–1000 м — обвальными и оползневыми брекчиями, которые образова-

лись у подножия гор в пределах островов и в бортовых частях бассейнов седиментации, как флишевых, так и нефлишевых [Афанасьев, 1974б, 1985].

О ЭЦ представлен простыми метровыми слоями и декаслоями (5–20 м) средне- и крупнообломочных пород со средним размером округлых обломков 0,5–500 мм с высоким содержанием (50–90%) "заполнителя", представленного олистокластитами, олистостромами, которые образуются в основном в постоянных флишевых прогибах, реже во временных субфлишевых бассейнах седиментации и практически отсутствуют в постоянных прогибах с преимущественно карбонатной седиментацией, как например, в Дагестане на Большом Кавказе [Афанасьев, 1976].

I' ЭЦ представлен сложными милли-, санти-, деци- и метровыми слоями (1 мм — 20 м) мелко- и среднеобломочных пород со средним размером округлых обломков 0,02–500 мм с небольшой долей (10–20%) заполнителя с однородной, микро-, косо- и волнистослойчатой текстурой (градации b, c, d Боума) [Афанасьев, 1974б, 1976; Bouma, 1962]. Ортокластиты представлены конгломератами, песчаниками и алевролитами, которые образуются в эфемерных и постоянных нефлишевых бассейнах седиментации, во флише встречаются редко.

I ЭЦ представлен простыми [Афанасьев, 1974б, 1976] милли-, санти-, деци- и метровыми слоями (1 мм–5 м) мелкообломочных пород, часто с антидионами и гиероглифами на нижней поверхности, со средним размером полуокатанных зерен 0,02–1 мм с небольшой долей (10–20%) заполнителя, обычно с градационной слойчатостью (градация a Боума). Этот циклит выражен турбокластитами: песчаниками, алевролитами, калькаренидами, которые образуются в постоянных и временных флишевых бассейнах седиментации [Афанасьев, 1974б; Вассоевич, 1948; Келлер, 1947].

II ЭЦ, по данным тех же авторов, представлен простыми санти-, деци- и метровыми слоями (2 см–5 м) мелко- и тонкообломочных пород со средним размером угловатых зерен и частиц 2–1000 мкм часто с несно выраженной градационной слоистостью (градация e Боума, точнее, интервал f Хесса [Hess, 1975]). Циклит выражен турбокластитами: сильноглинистыми песчаниками и алевролитами ("граувакками") с резким преобладанием "заполнителя" (50–90%), а также силтолитами (пелитолитами) со средним размером, по наблюдениям в шлифах, зерен свыше 2 мкм. Доля кварцево-полевошпатовых зерен в них составляет более 0,4% на бескарбонатную часть породы. Они образуются главным образом в постоянных и временных флишевых бассейнах, реже в нефлишевых прогибах, например в Дагестане на Большом Кавказе.

III ЭЦ представлен сложными милли-, санти- и децислоями (1–1000 мм) тонкодисперсных пород интервала f Хесса со средним размером частиц менее 2 мкм, а кварц-полевошпатовых зерен — 15–20 мкм и доли последних менее 0,4% на бескарбонатную часть поро-

ды [Афанасьев, 1974б; Келлер, 1947]. Он выражен преимущественно биогенными образованиями: известняками и мергелями (50–96% CaCO_3) с высоким содержанием микрофауны (2–4%) и остатками от их растворения — лютитам (0–50% CaCO_3), которые образуются во всех типах прогибов, как флишевых, так и нефлишевых, и слагают ядра циклитов [Афанасьев, 1984а].

IV ЭЦ представлен простыми милли-, санти- и децислоями (1–1000 мм) вулканогенных пород: туфов, пеплов, килов с кристаллокластами и пепловыми частицами [Афанасьев, 1974а, б]. Для пепловых частиц характерен эндотермический эффект при 640–660°C, что характерно для монтмориллонитовых глин, с крайне низким (менее 0,02% на карбонатную часть породы) содержанием микрофауны [Шуменко, 1975]. Вулканогенные породы встречаются чаще в эфемерных, реже во временных и постоянных прогибах, как флишевых, так и нефлишевых.

Во флише элементы I ЭЦ и II ЭЦ образуются из одного и того же мутьевого потока, соответственно на начальных и конечных стадиях рассортировки обломочного материала. Поэтому во флише наблюдается положительная корреляция между величинами логарифмов мощности этих слоев. Двудецинные слои I ЭЦ + II ЭЦ названы аяксами [Афанасьев, 1978б]. В молассовых и сланцевых формациях нет генетической связи между величинами логарифмов мощности слоев I' ЭЦ и II ЭЦ, но нередко наблюдается отрицательная связь между этими величинами, что свидетельствует о фациальном замещении силтолитов алевролитами или песчаниками. Такие циклы названы поллуксами.

К фоновым образованиям, характерным для всех тиров бассейнов седиментации, относятся известняки, мергели и глины III ЭЦ, которые слагают "ядра" циклитов. "Оболочки" последних бывают различными в бассейнах разного типа: флишевые обязательно содержат аяксы, для молассовых характерно преобладание слоев пород I' ЭЦ, сланцевых — II ЭЦ, карбонатных — III ЭЦ, вулканогенных — IV ЭЦ [Афанасьев, 1984а].

Флишевая формация характеризуется многочисленными санти- и децислоями различных пород, которые в свою очередь нередко имеют горизонтально-микрослойчатую текстуру с толщиной слойков менее 1 мм. Эта особенность флиша позволяет использовать бесчисленные слои и слойки для определения геологического возраста. При этом рассматриваются три временных уровня: *нано* — с длительностью формирования слоев и пакетов от 1 до 100 лет, *микро* — с продолжительностью формирования слоев и пакетов от 100 до 10000 лет и *мезо* — с длительностью образования пачек (циклотем) от 10 до 1000 тыс. лет, это предопределило формирование трех методов вычисления геологического возраста: нано-, микро- и мезоциклитного [Афанасьев, 1960, 1974а, 1976, 1984а, 1988, 1990, 1991в].

В качестве примера рассмотрим нижнесантонскую цемесскую подсветку Андреевского разреза, вскрытую в выемке шоссе, идущего на одноименный перевал в г. Новороссийске. Подсветка представлена ритмично чередующимися биогенными известняками цемесскими (38,1% разреза), высокими известняками (47,7%), известняками-натуралами (0,2%), известняками-романчиками (0,4%), а также продуктами от их растворения — мергелями (0,1%). Подсветка содержит обломочные породы: калькаренинты с алевритовой структурой (3,8%) и мергели, в том числе сильно- (0,6%) и слабоизвестняковистые (1,4%), слабо- (4,1%), сильно- (3,4%) и очень сильноглинистые (0,2%). Эти породы слагают 1016 натуральных циклитов со средней мощностью 163 мм. Они в основном относятся к биогенным образованиям (87,0%) и остаткам от их растворения — лютитам (0,1%), в меньшей мере — к аяксам тонкого флиша (6,1%), тонким силтолитам (4,7%), тонкозернистым ламинитам (2,1%), которые сформировались без участия мутьевых потоков [Афанасьев, 1988]. В целом цемесская подсветка относится к тонкосилтово-тонкофлишевым биогенным образованиям альбско-лютетской флишевой формации Большого Кавказа. Мощность ее 165,6 м.

Из 46 опубликованных изотопных датировок начала сантона отобраны 30 наиболее достоверных [Афанасьев, 1987]. По ним с учетом количества геологических секунд определено оптимальное начало сантонского века: $86,365 \pm 0,092t$ млн лет, где t — квантиль нормального распределения [Афанасьев, 1974a]. Точно так же по 30 "хорошим" (из 49 опубликованных) изотопным датировкам определено начало кампанского века: $82,897 \pm 0,102t$ млн лет, а по трем "хорошим" (из пяти опубликованных) датировкам — начало позднего сантона: $84,811 \pm 0,097t$ млн лет. Таким образом, изотопная длительность раннего сантона $T_0 = 1554 \pm 134t$ тыс. лет. Здесь коэффициент вариации $v = 134/1554 = 8,6\%$.

По *наноциклитному методу* возраст установлен для четырех нижнесантонских слоев известняков и калькаренинтов: $85,7 \pm 1,3t$; $84,96 \pm 0,23t$; $84,84 \pm 0,34t$; $84,7975 \pm 0,0015t$ млн лет [Афанасьев 1984a, 1988, 1990, 1991в]. По этим данным с учетом двух наноциклических датировок коньякских и пяти верхнесантонских отложений установлен возраст начала раннего сантона — $86269 \pm 40t$ тыс. лет, начала позднего сантона — $84721 \pm 48t$ тыс. лет и длительность раннего сантона $T_0 = 1548 \pm 62t$ тыс. лет. Здесь коэффициент вариации $v = 4,0\%$ в два с лишним раза меньше по сравнению с коэффициентом вариации изотопной длительности раннего сантона, что свидетельствует о предпочтительности наноциклических датировок.

Микроциклитный метод определения относительного геологического возраста основан на анализе квантов седиментации биогенных пород и остатков от их растворения — лютитов [Афанасьев, 1974a, 1988]. С этой целью проанализированы статистики мощности тонких слоев биогенных пород с квазиодинаковой карбонатностью,

что позволило установить среднюю мощность слоев биогенных пород и лютитов в элементарных циклитах 13-го класса [Афанасьев, 1976, 1988], которая оказалась разной для пород с различной карбонатностью. При этом толщина бескарбонатной части этих слоев получилась одинаковой для всех разновидностей пород по их карбонатности и составила 2,51 мм. Другими словами, биогенные отложения раннего сантона могут быть разбиты на 6755 квантов седиментации, длительность образования которых оценивается геологическими секундами.

Медленная седиментация, кроме биогенных пород, наблюдается также для мелкозернистых ламинитов. Прямой расчет по количеству годовых пар микрослоек показал, что они образовались за 9000 лет. Флишевые аяксы, олистостромы, обвальные и оползневые брекчии, вулканогенные осадки формируются практически мгновенно и поэтому исключены из анализа длительности седиментации. Ранее было показано, что значительная часть отложений впоследствии смыта при подводной денудации [Афанасьев, 1989а, б]. Доля размывов среди пород нижнего сантона составляет 29,4%, а среди тонкозернистых ламинитов — 21,2%. С учетом размывов количество геологических секунд возрастает в 1,417 раза и достигает $T=9575$, а длительность образования тонкозернистых ламинитов увеличивается в 1,27 раза и составляет 11400 лет. С учетом изотопной продолжительности раннего сантона (1554 тыс. лет) находим длительность образования одного кванта седиментации, равного одной геологической секунде $P=(1554-11,4)/9575 = 161,1$ года, что в 43,93 раза превышает продолжительность образования элементарного циклита 16-го класса $P_{16}=3,6676$. Последняя оценка устанавливается из уравнения [Аллен, 1977]:

$$P_{16}=1/[1/(C-DT)-2/(A-BT)], \quad (1)$$

где $A=1,00004775611$ — продолжительность аномалистического года; $B=0,000083232441$ — ее изменение за 1 млн лет; $C=47450709715$ — длительность половины драконического года; $D=0,000435066546$ — ее изменение за 1 млн лет; все в современных тропических годах [Аллен, 1977]. $T=85,588$ млн лет, что совпадает с изотопными датировками и соответствует возрасту середины раннего сантона.

Уравнение (1) справедливо для $T=0-344,0$ млн лет. Если $T=344,0-538,0$ млн лет, то цифра 2 в этом уравнении заменяется на цифру 3, если $T=538,0-651,4$ млн лет, то используется цифра 4. Микроциклитный метод наиболее совершенен при интерполяции геологического времени между реперными границами веков. Он использовался при уточнении изотопного возраста начала сеноманского — уннамедского веков.

Мезоциклитный метод. Примерно 21000-летние циклиты были выделены еще Г.К.Гилбертом [Gilbert, 1895]. Циклиты с длительностью 25–35 тыс. лет обнаружены автором среди флишевых отложений северо-западного Кавказа [Афанасьев, 1960]. Мезоциклиты де-

сятого класса с длительностью формирования 40 тыс. лет также известны из работ автора [Афанасьев, 1976]. Нетрудно заметить совпадение продолжительности циклов десятого класса с циклами Миланковича [Миланкович, 1939; Найдин, 1989, 1990]. В работе А.Бергера и М.Лотри [Berger, Loutre, 1989] (см. таблицу) показано изменение длительности четырех категорий циклов Миланковича в течение фанерозоя.

Длительность циклов Миланковича ($P_1 \dots P_4$ тыс. лет)
в зависимости от изотопного геологического возраста (T , млн лет)

T	P_1	P_2	P_3	P_4	$T-\bar{T}$	$P_1-\bar{P}_1$	$P_2-\bar{P}_2$	$P_3-\bar{P}_3$	$P_4-\bar{P}_4$
0	19,0	23,0	41,0	54,0	-245,73	1,35	1,92	5,80	9,60
74,4	18,7	22,5	39,0	50,4	-171,33	1,05	1,42	3,80	7,00
272	17,5	20,9	34,9	43,6	26,27	-0,15	-0,18	-0,30	-0,80
300	17,4	20,8	34,0	42,5	54,27	-0,25	-0,28	-1,20	-1,90
384	16,8	20,0	31,9	39,0	138,27	-0,85	-1,08	-3,30	-5,40
444	16,5	19,3	30,4	36,9	198,27	-1,15	-1,78	-4,80	-7,50

Это может быть записано в виде системы из четырех уравнений

$$P_1 \pm \mu_1 t = 17650 + 022,4t - (T_1 \pm \mu_1 t - 245,7) (5,76 \pm 0,16t); \quad (2)$$

$$P_2 \pm \mu_2 t = 21080 + 046,7t - (T_2 \pm \mu_2 t - 245,7) (8,15 \pm 0,33t); \quad (3)$$

$$P_3 \pm \mu_3 t = 35200 + 077,4t - (T_3 \pm \mu_3 t - 245,7) (22,43 \pm 0,54t); \quad (4)$$

$$P_4 \pm \mu_4 t = 44400 + 091,8t - (T_4 \pm \mu_4 t - 245,7) (38,97 \pm 0,65t); \quad (5)$$

где $P_1 \dots P_4$ — длительность образования четырех категорий циклита (Ц10) в современных тропических годах; T — изотопный возраст в млн лет; $\mu_1 \dots \mu_4$ среднеквадратичные ошибки определения длительности образования циклитов, а также изотопного возраста; $\bar{P}_1=17650$, $\bar{P}_2=21080$, $\bar{P}_3=35200$, $\bar{P}_4=44400$ лет — средняя длительность циклов Миланковича, $\bar{T}=245,7$ млн лет.

В соответствии с этими уравнениями $P_1=0$ при $T_1=3309 \pm 84t$ млн лет, $P_2=0$ при $T_2=2832 \pm 104t$, $P_3=0$ при $T_3=1748 \pm 35t$ и $P_4=0$ при $T_4=1385 \pm 19t$ млн лет. При этом датировки T_1 и T_2 совместимы при $t=3,56$, т.е. на уровне значимости $Q>5\%$ в соответствии с данными из работы Л.Н.Большева и Н.В.Смирнова [1965]. Их среднее значение $T_{1-2}=3070 \pm 67t$ млн лет совпадает с началом второго цикла развития Земли второго класса [Афанасьев, 19916], началом лаврентийского субэона (неоархея) — $3013 \pm 6,7t$ млн лет при $t=0,84$ на уровне значимости $Q>25\%$ в соответствии с данными Л.Н.Большева и Н.В.Смирнова [1965]. Это событие названо революцией Павлова, временем когда сформировалась Пангея 0 [Хаин, 1989].

Датировка T_3 примерно совпадает с началом третьего цикла развития Земли второго класса, началом рифейского зона — $1637,0 \pm 4,1$ т млн лет [Афанасьев, 1991б] при $t=3,14$ и $Q>5\%$ [Большев, Смирнов, 1965, табл. 3.2], революцией Лоусона, когда сформировалась Пангея I [Хаин, 1989].

Уравнения (2–5) легко трансформируются в уравнения:

$$T_1 = 245,7 + (17650 \pm 22,4t - P_1 \pm \mu_1 t) / (5,76 \pm 0,19t); \quad (6)$$

$$T_2 = 245,7 + (21080 \pm 46,7t - P_2 \pm \mu_2 t) / (8,15 \pm 0,33t); \quad (7)$$

$$T_3 = 245,7 + (35200 \pm 77,4t - P_3 \pm \mu_3 t) / (23,43 \pm 0,54t); \quad (8)$$

$$T_4 = 245,7 + (444007 + 091,8t - P_4 \pm \mu_4 t) / (38,97 \pm 0,65t), \quad (9)$$

где $T_1 \dots T_4$ — четыре варианта мезоциклического возраста, по ним легко определить средний мезоциклический возраст отложений.

Среди 1016 натуральных циклитов в цемесской подските выделено 232 пакета, или циклита, 11-го класса (Ц11) со средней длительностью образования 6700 современных тропических лет. В каждом циклите вычислена суммарная мощность всех разновидностей биогенных пород, а также всех обломочных пород (a) без их дифференциации на аяксы, силтолиты и ламиниты. В каждой из разновидностей карбонатных пород была восстановлена та их карбонатная часть, которая характерна для известняков с наиболее высоким содержанием CO_2 (по полевому описанию), что сделано для приведения всех биогенных пород к одинаковым единицам измерения (мм) длительности их образования. С этой целью мощность известняков-натуралов увеличена в 1,93 раза, известняков-романтиков — в 2,57 раза, сильноизвестняковистых мергелей — в 3,21 раза, слабоизвестняковистых мергелей — в 3,86 раза, слабоглинистых мергелей — в 4,50 раза, сильноглинистых мергелей — в 5,14 раза, очень сильноглинистых мергелей — в 5,78 раза. Суммарная мощность всех биогенных пород и лютитов после восстановления их растворенной части (B) принята за меру геологического времени, а суммарная мощность обломочных пород (a) — за активность их накопления. При этом широко использовался параметр $m=a/B$, показывающий относительную скорость накопления обломочного материала.

По флуктуации параметра m в 232 натуральных Ц11 выделено 115 натуральных Ц10. После генерализации среди последних определено 36 натуральных циклитов девятого класса (Ц9), а среди них, в свою очередь, 11 натуральных циклитов восьмого класса (Ц8). Ранее было обнаружено шесть явных и неявных размывов среди нижесантонских отложений Андреевского разреза [Афанасьев, 1989а, б]. В результате размывов были уничтожены соответственно 44, 31, 28, 20, 17 и 12 натуральных циклитов, формировавшихся 6548, 4614, 4167, 2976, 2530 и 1786 современных тропических лет. Пренебрегая 11,4 тысячами лет, приходящимися на формирование тонкозернистых ламинитов (с учетом их последующего размыва),

находим, что средняя скорость седиментации высоких известняков $V=169953/1554=109,36\text{мм}/1000$ лет, или бубнов.

С учетом изложенного после статистической обработки величин В были обнаружены циклиты со средней суммарной мощностью высоких известняков $M_1=2043\pm 38t$ мм, $M_2=2455\pm 36t$ мм, $M_3=4252\pm 45t$ мм и $M_4=5483\pm 97t$ мм, т.е. со средней длительностью образования $P_1=18677\pm 346t$, $P_2=22451\pm 330t$, $P_3=38876\pm 412t$, $P_4=50135\pm 887t$ современных тропических лет. С учетом этих данных по уравнениям (6)–(9) определены четыре варианта мезоциклитного возраста изучаемых отложений: $T_1=65,7\pm 60,4t$; $T_2=77,5\pm 41,4$; $T_3=88,9\pm 18,3t$ и $T_4=98,6\pm 23,0$ млн лет, что в среднем составляет $T=87,3\pm 13,2$ млн лет, соответственно "пределы" с одной "сигмой" $1/2 \lim T = 74,1-100,5$ млн лет, т.е. соответствует в среднем раннему коньяку с возможным колебанием от альба до кампана. Прямой расчет без учета "веса" каждой из четырех датировок показал, что $\bar{T}'=83,1\pm 6,8t$, $1/2 \lim \bar{T}'=76,4-89,9$ млн лет, т.е. в среднем соответствует позднему сантону с возможным колебанием от позднего турона до кампана. Среднее из этих средних датировок $\bar{T}^{-x}=(87,4+83,1)/2=85,3$ млн лет, т.е. соответствует раннему сантону, что не противоречит геологическому возрасту изучаемых отложений.

Рассмотренный вариант мезоциклического метода определения возраста предполагает знание длительности рассматриваемого отрезка времени и оценки продолжительности по крайней мере наиболее крупных внутрiformационных размывов и перерывов седиментации. Второй предлагаемый вариант мезоциклитного метода не требует знания длительности рассматриваемого периода времени, так как основан на относительной продолжительности циклов Миланковича (P^*), представляющей частное от деления суммарной длительности двух наиболее крупных циклов Миланковича на суммарную продолжительность двух других, наименее длительных, т.е. $P^*=(P_3+P_4)/(P_1+P_2)$ (см. таблицу). Относительная продолжительность циклов Миланковича связана отрицательной корреляцией с изотопным возрастом (T) в соответствии с уравнением

$$P^* \pm \mu t = 2,0475 - (T - 245,7) (0,0008308 \pm 0,0000384t) \pm 0,0055t, \quad (10)$$

которое легко трансформируется в уравнение

$$T = 245,7 + (2,0475 \pm 0,0055t - P^* \pm \mu t) / (0,0008308 \pm 0,0000384t). \quad (11)$$

В рассматриваемых нижнесантонских отложениях Андреевского разреза $P^*=2,1643\pm 0,0480t$. С учетом этих данных по уравнению (11) находим мезоциклитный возраст $T=105,2\pm 58,5t$, $1/2 \lim T = 46,6-163,7$ млн лет, что соответствует позднему альбу с возможным колебанием от келловоя до лютета и не противоречит геологическому возрасту, правда, точность определения невелика.

Таким образом, большое количество слоев и слоев флишевой формации позволяет определить наноциклитный возраст с высокой

точностью. Относительная ошибка в Андреевском разрезе до $v=0,0019/84,7975=0,0022\%$, а в Шаманкинском разрезе Восточного Саяна $v=0,0000032\%$, т.е. на шесть порядков меньше средних ошибок частных изотопных датировок [Афанасьев, 1988]. В настоящее время наноциклитные датировки границ веков и фаз юры–палеоцена точнее изотопных, в частности для раннесантонских отложений точнее в 2,3 раза [Афанасьев, 1991а]. Микроциклитный метод позволил уточнить изотопные датировки сеномана–уннамеда [Афанасьев, 1991а]. Предлагаемый мезоциклитный метод пока ещё неточен и нуждается в доработке. Однако 21000-летние циклы–гилберты выделяются с 1895 г.

Литература

- Аллен К.У. Астрофизические величины. М.: Мир, 1977. 446 с.
- Афанасьев С.Л. Геология палеогеновых отложений западной части Закарпатской области // Научные работы студентов горнометаллургических институтов Москвы. М.: Мин-во высш. образования СССР, 1949. С. 45–69.
- Афанасьев С.Л. К методике корреляции флишевых отложений // Вестн. МГУ. 1960. Сер. 4. Геология. N 3. С. 24–31.
- Афанасьев С.Л. Геологические секунды — элементарные флишевые ритмы и методика их выделения // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974а. Т. 49, вып. 1. С. 152–153.
- Афанасьев С.Л. Разделение слоев на простые и сложные статистическим методом // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974б. N 3. С. 29–37.
- Афанасьев С.Л. Методика изучения пульситов (циклокомплексов) флишевой формации // Геоцикличность. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1976. С. 100–117.
- Афанасьев С.Л. Пульсы и циклы верхнемеловых отложений Большого Кавказа // Цикличность отложений нефтеносных и угленосных бассейнов. М.: Наука, 1977. С. 177–190.
- Афанасьев С.Л. Классификация циклов геологических процессов // Сб. тр. Всесоюз. заоч. политех. ин-та. М.: Всесоюз. заоч. политех. ин-т, 1978а. Вып. 112. С. 133–170.
- Афанасьев С.Л. Палеотектоническая схема позднего мела Большого Кавказа — основа для составления прогнозных карт полезных ископаемых // Там же. 1978б. Вып. 117. С. 128–135.
- Афанасьев С.Л. Путеводитель экскурсии 6-й Всесоюзной школы морской геологии. М.: Ин-т океанологии, 1984а. 56 с.
- Афанасьев С.Л. Флиш — индикатор периокеанского типа литогенеза // Геология океанов и морей. Т. 1. М.: Ин-т океанологии, 1984б. С. 5–7.
- Афанасьев С.Л. О принципах классификации осадочных образований на примере верхнемеловых отложений Большого Кавказа // Методика литологических исследований. Новосибирск: Наука, 1985. С. 241–259.
- Афанасьев С.Л. Геохронологическая шкала фанерозоя и проблема геологического времени. М.: Недра, 1987. 144 с.
- Афанасьев С.Л. Двадцать шесть лет — вероятная ошибка определения геологического возраста вендских отложений наноциклитным методом // Геология морей и океанов. Т. 1. М.: Ин-т океанологии, 1988. С. 150–151.
- Афанасьев С.Л. Перерывы седиментации и внутриформационные размывы // Докл. АН СССР. 1989а. Т. 308, N 4. С. 929–932.
- Афанасьев С.Л. Перерывы седиментации и внутриформационные размывы // Математические методы анализа цикличности в геологии. М.: Всесоюз. заоч. политех. ин-т, 1989б. С. 15–31.
- Афанасьев С.Л. Изотопная и наноциклитная геохронологические шкалы венда — фанерозоя // Докл. АН СССР. 1991а. Т. 318, N 3. С. 668–671.
- Афанасьев С.Л. Докембрийская геохронологическая шкала // Там же. 1991б. Т. 319, N 4. С. 931–934.

- Афанасьев С.Л.* Генезис и размещение олистостром в позднем мелу на Большом Кавказе // *Palaeontology, Stratigraphy and Lithology*. Sofia. 1991 в. Vol. 29, N 4. P. 77–86.
- Афанасьев С.Л., Архипов С.А.* Нанодисклитный метод определения геологического возраста четвертичных отложений. Новосибирск: Наука, 1990. 128 с.
- Большев Л.Н., Смирнов Н.В.* Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1965. 464 с.
- Вассоевич Н.Б.* Флиш и методика его изучения. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1948. 215 с.
- Келлер Б.М.* Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 127 с.
- Миланкович М.* Математическая климатическая и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 207 с.
- Найдин Д.П.* Астрономические вариации, флуктуации климата и ритмичность карбонатных толщ. Статья I. Актуалистические предпосылки. Параметры земной орбиты и климат // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. N 107. С. 35–47.
- Найдин Д.П.* Астрономические вариации, флуктуации климата и ритмичность карбонатных толщ. Статья II. Климатические флуктуации и ритмичность карбонатных толщ мезозоя // Там же. 1990. N 6. С. 29–43.
- Фролов В.Т.* Флишевая формация — уточнение понимания // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63 (4). С. 16–32.
- Хаин В.Е.* Аккреции и деструкции в истории и эволюции континентов // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 5–14.
- Шуменко С.И.* Об особенностях аллотигенных и диагенетических (пепловых) монтмориллонитов. // Литология и полез. ископаемые. 1975. N 6. С. 113–115.
- Deger A., Loutre M.F.* Pre-Quaternary Milankovitch frequencies // *Nature*. 1989. Vol. 342, N 6246. P. 133.
- Booma A.H.* Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
- Gilbert G.K.* Sedimentary measurement of geologic time // *J. Geol.* 1895. Vol. 3, N 2. P. 71–79.
- Hess R.* Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous Flysch section of East Alps and other basins // *Sedimentology*. 1975. Vol. 22. P. 387–416.
- Richter D.* Olistostrom, Olistolith, Olistothrymma and Olistopla als Merkmale vom Gleitung und Resedimentationsvorgangen infolge synsedimentarer tectogenetischer Bewegungen in Geosynkinalbereichen.- *Neues Jahrb. Geol. und Palaontol. Abh.* 1973. Bd. 143, N 3. P. 304–344.

В.Н.Шванов

ДВЕ ФЛИШЕВЫЕ ФОРМАЦИИ В РАЗРЕЗЕ ГЕРЦИНИД ТЯНЬ-ШАНЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ ФОРМАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В общей теории геологической науки стало достаточно привычным и практически общепризнанным представление о возможности логического расчленения природных объектов и рассмотрения их в качестве статических, динамических, ретроспективных, футурологических систем или их элементов. В теории систем также хорошо известно, что естественно-научное исследование начинается с построения (выявления) статической системы, затем через знание динамической системы следует переход к ретроспективной, а там, где это необходимо, — к системе футурологической. Для геологии в силу ее историзма наиболее важны статические и ретроспективные систе-

мы, хотя проблемы экологии все более выдвигают на передний план необходимость футурологических систем.

Признание этапности исследования и приоритета эмпирическо-статического подхода на первых этапах становится все более устойчивым в учении о формациях, в его базовом разделе — общей формациологии (литомологии), хотя проникновение таких представлений в различные разделы этой науки осуществляется с определенными усилиями. Наиболее консервативен в этом отношении раздел о формациях, охватывающий знания о флишевых комплексах. Слово "консервативный" мною использовано не случайно, а в связи с тем, что господство генетических представлений о флише, выбранных за основу формационных исследований В.Т.Фроловым, В.И.Поповым, В.Ю.Запрометовым и мн. др., следует рассматривать, как ни парадоксально, в качестве признака незрелости этого научного направления.

Опыт показывает, что развитие естественно-научного знания, как правило, начинается с генетических построений, чтобы впоследствии, на более высоком уровне, перейти к знанию о вещественной сущности природных объектов.

"По-видимому, генетический подход наиболее полно отражает стремление человеческого разума познать сущность вещей через их природу" [Чиков, 1983]. Можно привести множество примеров того, как, возможно по этой причине, первоначально, на раннем этапе развития, строились генетические концепции, сменявшие и часто отрицавшие одна другую, чтобы впоследствии, по мере развития науки, перейти к более стабильным знаниям о веществе и структуре. Современные представления о нашей планете начинались с генетических гипотез Канта в 1770-х гг., Лапласа в 1790–1820-х гг., но вещественно-структурная модель Земли была построена значительно позже; впоследствии она послужила базой для построения новых генетических моделей. Изучение кривой слойчатости зернистых пород началось в 1920-е годы с генетической классификации Ю.А.Жемчужникова. Понадобилось 35–40 лет поисков, чтобы отказаться от прямого генетического толкования слойчатости, понять разнообразие ее морфологии, систематизировать сведения о ней и уже потом, на новой основе, приступить к ее генетической интерпретации.

Замечательный урок того, сколь иллюзорны генетические построения, преподает нам история двух книг Н.В.Вассоевича "Флиш и методика его изучения" [1948] и "Условия образования флиша" [1951]. Первая, содержащая описание состава и морфологии флиша и отвечающая условиям статической системы исследований, является настоящей книгой всех ученых, занятых этой проблемой; вторая, посвященная генетическим и давно оставленным представлениям об условиях образования флиша, что отражает динамически-ретроспективная система знаний, заслуживает внимание только у историков науки.

Признав приоритет фактического знания относительно генетических построений в последовательной цепи познания, необходимо определить, что такое флиш и флишевая формация и каковы их существенные особенности, понимая под существенными такие признаки, каждый из которых необходим, а все вместе достаточны для отличия изучаемого объекта от всех других.

Понятие "флиш" родилось как некая структурная категория, обозначающая определенную правильную повторяемость осадочных пород в разрезе. Дополненное некоторыми другими признаками, оно тем не менее осталось понятием структурным, поэтому противопоставлять флиш, к примеру, кремнистой или красноцветной формации как категориям вещественным, что часто практикуется, лишено смысла.

Рассмотрим основные определяющие структурные черты флиша как некоей реальной субстанции, которая может быть выделена из многих других структурных субстанций. К первой особенности относится тип элементарной ячейки, представленной упорядоченным породно-слоевым набором — циклитом. Считается, что наиболее характерен для флиша циклит А.Боума (рис. 1, I). В работе В.И.Попова и В.Ю.Запрометова [1985, с. 299] изображена серия циклитов, иллюстрирующая, по-видимому, не столько разнообразие представлений о них, сколько их истинное разнообразие в природе. Какие из циклитов считать истинно флишевыми, какие нет, является предметом договоренности. Известны циклиты, близкие к флишевым, например типа "зилаир" (рис. 1, II), который выделившие их И.В.Хворова и М.Н.Ильинская не считают флишем, или выделенный мною и А.М.Алексеевым в силуре Туркестанского хребта тип циклита "шахристан" (рис. 1, III), который мы определили как флиш. Можно видеть, что имеются циклиты, признанные эталонами флиша, и имеются нетипичные их разности со всеми переходами к нециклическим полипородным и монопородным стратолитовым толщам. Вопрос о том, где проходит граница между ними и какими циклитами ограничен флиш, сейчас решается на качественно-интуитивном уровне, хотя в будущем необходима более определенная договоренность.

Циклиты, которые мы признаем флишевыми, образуют геологические тела различного масштаба: малые парагенезы — парагенерации, более крупные — гилеации, еще более крупные — градации. Градация, понимаемая вслед за И.В.Хворовой как крупная часть латерально меняющейся геоформации, является, на наш взгляд, наиболее крупной единицей, выделяемой с помощью структурно-вещественного метода. Наличие градации есть атрибутивное свойство флишевой геоформации (фациального комплекса, геогенерации). Без флишевой градации нет и флишевой геоформации. В природе возможны геоформации, состоящие только из градации флиша, однако чаще всего геоформация как полная система конструируется праксимальной градацией флиша и дистальными олистостромовой и субфлишевой градациями.

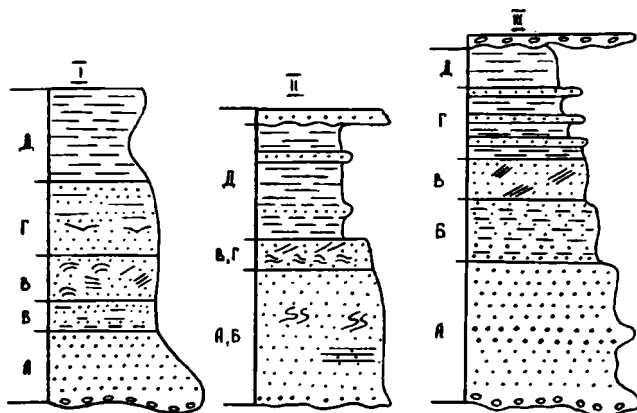


Рис. 1. Типовые циклиты флишевой гилеации и ее модификаций

I. Типовой флишевый циклит А.Боума [Boima, 1962]. Турбидиты: А — градационно-слоистые гравийно-песчано-пелитовые; Б-Г — песчано-алевролитовые слоистые: Б — параллельно-слоистые, В — с рябью течений, иногда конволотно-слоистые, Г — параллельно-слоистые; Д — пелитовые, иногда с фораминиферами, возмозжны мергели.

II. Типовой циклит типа "шахристан" силура Туркестанского хребта. Породы: А, Б — песчаники от крупно- до мелкозернистых, массивные, горизонтально-слоистые, иногда со следами оплывания; В, Г — песчаник средне-мелкозернистый с мелкой косоволнистой слоистостью и знаками ряби; Д — аргиллит, обычно алевролитистый с прослоями алевролитов.

III. Типовой циклит типа "зилаир" по И.В.Хворовой и М.Н.Ильинской [1980]. Породы: А — песчаник от средне- до грубозернистого, часто гравийный, в нижней и средней части массивный, иногда градационно-слоистый; Б — песчаник средне-мелкозернистый, горизонтально-слоистый; В — песчаник тонкозернистый или алевролит косослоистый; Г — алевролит или глинистый алевролит горизонтально-слоистый; Д — аргиллит

Вторая особенность флиша — совокупность некоторых структурных черт, большей частью взаимосвязанных, каждая из которых может быть оценена количественно; суммарный их результат может приниматься за количественный показатель той или иной изучаемой гилеации. Этот показатель оценивает, принадлежит ли гилеация флишу (тоже после соответствующих договоренностей и ограничений) или находится в рядах других, не флишевых гилеаций.

К числу структурных признаков флиша могут быть причислены следующие параметры.

1. Коэффициент флишевости по оценкам отношений мощностей, введенный Н.Б.Вассоевичем, $K_m = m/M$, где m — мощность наиболее развитого элемента двухкомпонентного циклита. Ранее мною предложено выделять нормальный флиш ($K_m = 0,40-0,60$), песчаный и аргиллитовый флиш ($K_m = 0,60-0,75$), песчано-флишоидные и глинисто-флишоидные толщи ($K_m = 0,75-0,90$) и остальные, не несущие признаков флишоидности, толщи ($K_m > 0,90$).

2. Коэффициент флишевости по оценкам аяксов. Как известно, С.Л.Афанасьев предложил понятие "аякс" для серии циклитов, имеющих значимую линейную корреляцию между элементами. По мнению С.Л.Афанасьева [1979], только толщи аяксов можно называть флишем. Возможно, это чрезмерная крайняя позиция, и следует ввести понятие о мере флишевости по степени проявления аяксов (K_a), договорившись при этом, какое число аяксов должна содержать осадочная толща, чтобы быть отнесенной к флишу.

3. Оценка сопряженности мощности слоя обломочной породы с размером зерен в его основании (K_r). Оценивается коэффициент корреляции между этими величинами и рассчитывается уравнение регрессии вида $\lg d = A \lg H + B$, где d — значение 95-й квантили размера зерен, H — мощность слоя в логарифмах, A и B — постоянные величины. Исследования автора статьи в 1971 г. показали, что "флишевые" и "нефлишевые" толщи могут быть выстроены в ряд по уменьшению коэффициента корреляции и наклона линии регрессии относительно оси абсцисс, свидетельствующими о сокращении зависимости между мощностью и размером слагающих его зерен. В начале ряда располагаются упорядоченные толщи, относимые к флишу, в конце — неупорядоченные толщи переслаивания либо однородные песчаники и глинистые отложения. Граница между флишем и нефлишем нечеткая, она также должна быть предметом договоренности исследователей.

4. Коэффициент турбидитности (K_t), который оценивается по количеству циклитов, имеющих турбидитовый элемент $I_{эр}$, к общему числу циклитов. Турбидитовый элемент определяется по структурно-текстурным признакам породы: плохой сортировке, присутствию грубых зерен, обилию матрикса и отсутствию слойчатости.

5. Коэффициент проявления экзоглифов подошвы (K_3). Известно, что флишевые комплексы относятся к наиболее характерным носителям напластовых структур подошвы — биоглифов и механоглифов. Можно использовать отношение числа нижних пластовых поверхностей, на которых экзоглифы проявляются, к общему числу наблюдаемых пластовых поверхностей, получив таким образом, помимо качественной, и количественную оценку этого явления.

Все названные коэффициенты можно представить в единой метрической системе, например в виде отношения числа слоев или числа совокупностей, где необходимые признаки наблюдаются, к общему числу фиксированных слоев или слоевых совокупностей, после чего вычислять некий средний коэффициент флишевости $K_{фл} = (K_m + K_a + K_r + iK_3) / 5$. Высокие значения $K_{фл}$ свойственны "настоящему флишу", низкие присущи различным флишоидным и нефлишоидным толщам.

Опыт изучения осадочных разрезов различных регионов показывает, что породно-слоевые однородности масштаба гилеаций можно

выстроить в некий непрерывный природный ряд и рассматривать его как стадии проявлений изоморфизма, подобные изоморфным рядам апатитовых минералов и плагиоклазов. Можно присваивать каждой гилеации индекс флишевости, который позволит разделить их на любое число классов, например, на 100 номеров, или 6 классов, как у плагиоклазов, или что-либо подобное. Если использовать существующие названия, можно ввести границы А и В и получить группы гилеаций:

$$\begin{array}{ccc} \text{флишевая} & \text{флишоидная} & \text{нефлишоидная} \\ x_1 \dots x_n < A < x_{n+1} \dots x_m < B < x_{m+1} \dots x_e \end{array}$$

К флишевым будут отнесены различные упорядоченно-циклитовые толщи, к нефлишевым — неупорядоченные толщи переслаивания и толщи с иным, нециклитовым сложением — с циклостромовой, циклитовой или моноциклической (стратолитовой) структурами.

Вторая субстанция осадочных толщ — минерально-компонентный состав пород — не относится к определяющим признакам флиша. Флиш как определенный структурный тип осадочных толщ может быть сложен различными петрографическими видами пород: разнообразными кварцево-силикатными (за исключением высокозрелых кварцевых, каолинитовых и им подобных), карбонатными, кремнистыми, вулканоидными и др. Однако после того как флиш выделен по главному структурному признаку, определение состава пород до уровня минерально-петрографического вида представляет важнейшую задачу, позволяющую не только охарактеризовать и отделить данную толщу от всех других, но и в силу общего правила зависимости минерально-видового состава пород от регионально-геологического фонда также понять и реконструировать главнейшие геологические условия флишеобразования.

Более всех писал о разных минерально-петрографических видах флишевых формаций, по-видимому, П.В.Маркевич [Маркевич и др., 1987]. Но дело здесь не только во флише, поскольку флиш есть лишь частный случай общей закономерности, проявляющейся независимо от структурного типа осадочных формаций. Общая закономерность состоит в том, что если исследование ведется до уровня минерально-петрографического вида, то выявленные при этом возможности оценки степени зрелости осадочного вещества и петрофонада открывают во всех случаях широкие перспективы для вскрытия геологических закономерностей осадконакопления и развития регионов.

Высказанные общие положения постараемся проиллюстрировать на примере изучения двух геотформаций флиша, распространенных в центральной части ферганского сектора герцинского Южного Тянь-Шаня — в Туркестанском и Северо-Гиссарском хребтах, хотя и не все признаки из изложенных выше в силу объективных трудностей и субъективных причин удалось наблюдать и измерить. Кроме материалов автора, по первому району использованы также данные исследований А.М.Алексеева, по второму — В.Ф.Бабкина.

В Туркестанском хребте, в его водораздельной части и на южном склоне, в составе мощной (до 4000 м) песчано-аргиллитовой толщи нижнего силура фиксируются отложения, определяемые по значению коэффициента флишевости, рассчитанному по мощности как флиш и песчаный флиш ($K_m < 0,75$). Эти отложения образуют тела мощностью несколько сотен метров, заключенные в песчаные, аргиллитопесчаные и кремнисто-аргиллитопесчаные отложения с менее упорядоченным циклическим и нециклическим сложением ($K_m > 0,75$). Флишевые парагенезы, таким образом, вклиниваются в не флишевые отложения, чередуясь с ними, а в отдельных частях разреза образуя вполне обособленные крупные, мощностью до 300–800 м, породные однородности — флишевые гилеации.

Типовой циклит гилеации силурийского флиша показан на рис. 1, II. Средняя мощность слоев в циклитах 0,3–0,5 м. Переход от песчаников к аргиллитам обычно резкий, градационная слоистость в песчаниках визуальнo прослеживается плохо, хотя косвенно связанный с нею коэффициент корреляции "мощность слоя — размер зерен" имеет значимую величину ($r=0,65$). Характерная черта терригенного флиша — обилие внутрипластовых и напластовых текстур в песчаных отложениях: разнообразные следы внедрения песчаного осадка в мягкий ил, флексуорообразные следы оползания мягкого осадка и колобки, разнообразные линейные механоглифы, в особенности стержневые экзоглифы, наблюдаемые на подошвах пластов.

Наряду с типичными текстурами обнаруживаются нетипичные, но не запрещенные для флиша текстуры с крупной косо́й слоичатостью, развитой по всей мощности песчаных слоев, и знаки ряби. Последние распространены очень широко. Можно видеть хорошо отпрепарированные верхние поверхности песчаных пластов, сплошь, на десятки квадратных метров, заполненные знаками ряби: язычковой рябью течений, интерференционной рябью, бугорчатой рябью неправильной формы и размытой рябью.

По минеральному составу, рассчитанному по соотношению обломочных компонентов матрикса, а также по составу петрогенных элементов, песчаные отложения туркестанского флиша принадлежат к кварцевым грауваккам с преобладанием эффузивно-петрокластических компонентов в составе обломочных зерен пород и натрово-плагиоклазовых разностей в составе полевых шпатов (рис. 2). По этим признакам породы могут быть определены как кварцевые андезитовые граувакки, полученные от размыва преимущественно эффузивных образований андезитового ряда.

Второй тип флиша развит в Каракульской зоне на северном склоне Гиссарского хребта, вблизи его водораздела. Он представлен отложениями московского яруса среднего-верхнего карбона — мощной (до 2500–3000 м) толщей олистостромово-грубообломочных, песчаных и аргиллитовых пород. В толще с высоким показателем флише-

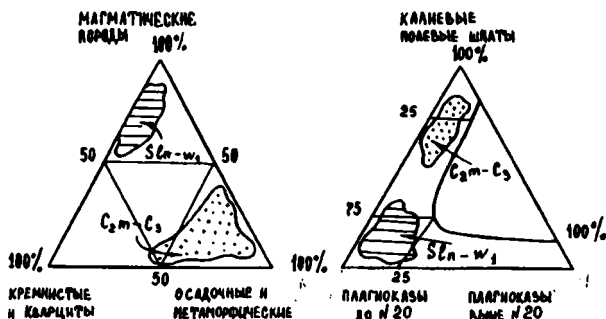
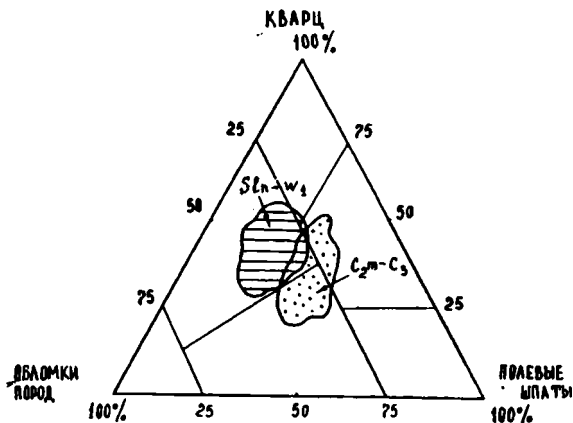


Рис. 2. Диаграммы составов песчаных пород флишевых гилеаций герцинид Южного Тянь-Шаня

Заштрихованы поля отложений силура Туркестанского хребта; точками обозначены отложения среднего-верхнего карбона Гиссарского хребта

вости по мощности ($K_m < 0,60$; $K_m < 0,75$) вклиниваются грубопесчаные, гравийно-конгломератовые слои и пачки с плохо видимой циклическостью, глыбами и известняковыми брекчиями с остатками более древней фауны. В песчаных пластах толщи очень часто присутствуют грубопесчаные мусорные разности пород с обильным матриксом. Характерны градационная рассортировка и следы оплывания осадка. В нескольких циклитах удалось наблюдать циклы А.Боума, практически в идеальном выражении (см. рис. 1, Д). Интенсивный региональный кливаж, обычно ориентированный косо к напластованию, не дает возможности наблюдать пластовые поверхности, напластовые текстуры. Редкие наблюдения позволяют говорить, что экзоглифы подошвы здесь все же присутствуют.

По составу обломочной части зернистые породы принадлежат к граувакковым аркозам и аркозам с преимущественно лититовой ком-

понентой в составе обломочных зерен пород и калиевыми разностями полевых шпатов. В составе последних часто видны микроклины и зерна с пертитовыми структурами, что в совокупности с кварцем и обломками пород указывает на преимущественный размыв гранитоидов, заключенных, видимо, в осадочные породы. Для всех видов пород — от грубообломочных до пелитовых — характерна высокая карбонатность.

Сопоставляя два осадочных комплекса — нижнесилурийский Туркестанского хребта и средне-верхнекаменноугольный Гиссарского хребта на уровне выделяемых в том и другом случае породных однородностей, иногда крупных настолько, что они отвечают свитам местных стратиграфических шкал, называемых в системе формационных понятий гилеациями, можно видеть между ними много общих черт, которые собственно и позволяют относить те и другие к гилеациям терригенного флиша. Вместе с тем между флишем силурийским и флишем средне-верхнекаменноугольным имеется ряд различий.

Силурийский флиш (Туркестанский хребет)	Каменноугольный флиш (Гиссарский хребет)
1. Типовой циклит описывается как новый вид — "шахристан".	1. Типовой циклит сходен с обычным видом (I_a , I_b , II), присутствуют циклиты А.Буума.
2. Градационная рассортировка видна редко, есть крупные слои с косой слоистостью.	2. Градационная рассортировка видна часто, косая слоистость отмечена только в тонких слоях элемента I_b .
3. Широко развиты знаки ряби.	3. Знаков ряби, по-видимому, мало.
4. Андезитовые граувакки.	4. Кварцевые аркозы и граувакко-аркозы.
5. Все виды пород бескарбонатны	5. Все виды пород карбонатны и высококарбонатны.

Если согласиться, что в обоих случаях имеются флишевые образования на уровне гилеаций, т.е. природных тел, вычленяемых из толщи, то остается неясным, можно ли называть сами толщи флишевыми. Вопрос, таким образом, стоит о названии более крупных, чем отдельные тела, единиц, которые принято называть геоформациями. Очевидно, при наименовании геоформаций необходимо учитывать составы всех входящих в нее гилеаций.

Силурийская флишевая гилеация Туркестанского хребта состоит из гилеаций андезитовых граувакк, хлорито-слюдистых аргиллитов и кремнисто-аргиллито-граувакковых пород. Парагенез указанных гилеаций наблюдается в вертикальных последовательностях, латеральные последовательности наблюдать не удастся. Известно только, что на севере, в Алтайском хребте, нижнесилурийские отложения представлены толщами аргиллитов, песчаных пород и их переслаиванием, имеющими меньшую мощность, более зрелыми по составу и

содержащими значительно меньше признаков флиша, чем на юге. Силурийскую геотекстуру Туркестанского хребта, в которой развит флиш, все же нельзя назвать флишевой геотекстурой по парагенезу с другими гилеациями. Она может быть по совокупности пород названа геотекстурой андезитовых граувакк, флиша и сланцев. Для нее можно предложить новое название — туркестанская формация, или формация "шахристан". Часто применяемый термин "аспидная геотекстура" представляется неудачным, потому что рассматриваемая толща содержит преимущественно песчаные породы, аспидных сланцев в ней крайне мало.

В системе реконструируемых палеотектонических структур туркестанская формация рассматривается как отложения котловинного моря, формировавшиеся к северу от системы окраинно-континентальных поднятий (возможно, островодужных) с андезитовым вулканизмом за счет их размыва [Шванов, 1985]. Для туркестанской формации более всего пригодны аналогии с современными континентальными подножиями, расположенными в зоне перехода от континента к океану и имеющими переходный тип коры. Весьма возможно, что наиболее близок к туркестанской геотекстуре комплекс отложений францисканского типа.

Средне-верхнекаменноугольная гилеация флиша ассоциирует с грубообломочно-олистостромовой гилеацией. Обе гилеации вклиниваются одна в другую, поэтому в вертикальном разрезе наблюдается чередование их элементов. Латеральных изменений здесь наблюдать не удастся, поскольку узкая Каракульская зона, где эта формация развита, с юга и севера ограничена региональными разломами. В данном случае мы, очевидно, имеем собственно флишевую геотекстуру, образованную в узком и глубоком морском бассейне, в тектоническом отношении представляющем линейный прогиб, который наложен на сформированные к тому времени среднепалеозойские складчатые структуры.

Каракульский прогиб Северного Гиссара был одним из серии линейных прогибов, образованных в начале коллизионного этапа развития герцинид, по-видимому, на окраине расширившегося в результате коллизии южного континента на коре сиалического типа. Трудно найти современные аналоги структурам, подобным средне-верхнекаменноугольным складчатым образованиям Южного Тянь-Шаня. Однако в большинстве геосинклинально-складчатых систем флишевые формации, столь типичные для коллизионных этапов, формировались в палеотектонических условиях, близких к южно-тяньшаньским.

На примере двух рассмотренных комплексов можно видеть, сколь различен флиш. Выделяемый как структурное понятие и в этом отношении кажущийся сходным он в конце концов оказывается различным, если анализировать детали структуры, породно-минеральный состав и характер породных ассоциаций, в которых флишевые

однородности участвуют. Здесь мы видим разнообразие флиша и в статических системах и, как следствие, различие геологических обстановок, т.е. разнообразие флиша в системах динамических.

Литература

Афанасьев С.Л. Циклиты флишевой, молассовой и сланцевой формаций, их сходство и различие // М.: Всесоюз. заоч. политех. ин-т. 1979. Вып. 121. С. 61–70.

Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Л.; М.: Гостопиздат, 1948. 215 с.

Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1951. 197 с.

Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Геосинклинальный литогенез на границе континент — океан. М.: Наука, 1987. 172 с.

Попов В.И., Запрометов В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. М.: Недра, 1985. 456 с.

Хворова И.В., Ильинская М.Н. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования // Литология и полез. ископаемые. 1980. N 4. С. 55–67.

Чиков Б.М. Методологические подходы и систематика методов исследования строения и эволюции земной коры // Структурные элементы земной коры. Новосибирск: Наука, 1983. С. 3–24.

Шванов В.Н. Песчаный флиш Туркестанского хребта: формационный и литолого-палеогеографический анализ // Вестн. ЛГУ. 1985. N7. С. 11–22.

Voigt A.H. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.

II. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ФАЦИИ И ФОРМАЦИИ

А. ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Ю.К.Советов

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА (АРХИТЕКТУРА) ФЛИШЕВЫХ ФОРМАЦИЙ: РАНГИ И СОПОДЧИНЕННОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕРИФЕЙСКОГО ФЛИША СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Седиментологическая структура флишевых формаций, представляющая первичное взаимоотношение осадочных тел, не только может служить главным основанием для классификации флиша и древних подводных конусов выноса, но и отображает особенности осадконакопления в различных регионах и зонах тектонических областей. Строение флишевых формаций рассматривалось в десятках публикаций. В коротком сообщении мною не ставилась цель дать всеобъемлющий обзор этих публикаций, отмечу только, что концептуально и наиболее последовательно эта проблема освещена в работах Э.Мутти [Mutti, 1979, 1985; Mutti, Ricci-Lucchi, 1972; Mutti, Remacha, Svagetti et al., 1985; Mutti, Normark, 1987]. Касался этой проблемы и автор данной статьи [Малюжинец, Советов, 1985; Советов, Малюжинец, 1987; Советов, 1988, 1990]. Можно считать априори, что классификация осадочных тел во флишевых формациях далека от совершенства и зависит не только от современного знания проблемы, но и от объективно трудно учитываемых факторов: многообразия и уникальности флишевых бассейнов и флишевых систем (фэнов), различия методов исследования, недостаточности объема и неоднозначного характера информации, извлекаемой при изучении современных и древних объектов.

В статье ставятся две задачи: на примере крупного флишевого надкомплекса рассмотреть ранги (порядки) седиментологических структур, их соподчиненность и значение для теории осадконакопления в деятельности подводных гравитационных потоков; сопоставить выявленные ранги структур с известными литературными данными

в других бассейнах, рассматривая это как вклад в создание модели образования формаций данной группы. При этом предлагаемая "иерархия" геологических тел оценивается как частная модель флишевых формаций, взаимосвязанная с управляющими процессами.

Под седиментологической структурой здесь понимаются взаимоотношения в пространстве и времени осадочных тел разного ранга, который определяется по морфологическим особенностям и внутреннему строению этих толщ, а также повторяемости в разрезе. Это придает законченность процедуре выделения осадочных тел по статистике последовательностей, гипотетическому предположению об условиях их образования и месте каждого ранга тел в разрезе формации. Отметим, что ранги осадочных тел отображают качественные различия управляющих процессов и режимов седиментации. Там, где это было возможно, в основу выделения рангов осадочных тел положены количественные показатели, которые выступают как случайные величины. Поэтому для классификации рангов велика роль измерений, особенно размера тел и слагающих элементов.

Строение позднерифейского флиша

В позднерифейском флишевом надкомплексе Северного Тянь-Шаня выделено восемь рангов осадочных тел и соответствующих седиментологических структур. Флишевый надкомплекс, являясь в целом наиболее крупным и сложным по вещественному составу осадочным телом, отнесен к нулевому рангу, или надпорядку.

Далее по крупности тел, сложности или простоте строения выделяются следующие ранги: первый включает флишевые формации, или флишевые системы (фэны), от начала до конца их существования; второй охватывает градации или части фэнов, оконтуренные снизу комплексом заполнения крупных каналов-долин, а сверху — проградационными пакетами турбидитов и наиболее дистальными отложениями фэна и равнины бассейна (эти циклы связаны с крупными тектоническими опусканиями или поднятиями); третий составляют циклы реградаций крупной распределительной системы от комплекса каналов-долин до комплекса терминальных каналов и лопастей; четвертый представляет собой осадочные циклы заполнения каналов-долин, ассоциации терминальных каналов и лопастей и ациклические блоки тонкообломочных отложений равнины бассейна; в пятый ранг входят циклы заполнения терминальных каналов и аградации лопастей соизмеримого масштаба; шестой состоит из циклов автоциклического процесса заполнения каналов и аградации лопастей; седьмой представляет собой циклы формирования прирусловых валов, межканаловых участков и прилегающей равнины бассейна; восьмой отражает однособытийные циклы и ациклические линзы, представляющие турбидиты в широком смысле.

Позднерифейский флишевый надкомплекс занимает полосу шириной 10–30 км и длиной 400 км в сопряженной горной системе

Большого и Малого Каратау и Таласского хребта. Мощность наиболее стратиграфически полной части флиша составляет 5,5–6 км. Тектоническое строение Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны, на значительной площади занятой флишем, и стратиграфия таласского комплекса рассматривались многими исследователями [Николаев, 1930; Максумова, 1967, 1980; Киселев, Королев, 1981; Королев, Максумова, 1964, 1978.; Малюжинец, 1987; и др.]. Автор придерживается представлений о седиментологическом единстве таласского флишевого надкомплекса, в разной степени метаморфизированного, что наиболее подробно обосновано А.Г.Малюжиным [1987]. В наименее метаморфизованных разрезах Кумыштагского и Тагыртауского тектонических блоков таласский надкомплекс подразделен на пять свит [Максумова, 1980]. Свиты отличаются друг от друга по преобладанию терригенного или карбонатного материала в отложениях подводных гравитационных потоков. Выделены терригенный (граувакковый), терригенно-карбонатный и карбонатный (известняковый) флиш [Еганов, Советов, 1979; Советов, 1981; Малюжинец, Советов, 1985, 1987].

Таласский флишевый надкомплекс (нулевой ранг) не разделен внутри какими-либо другими отложениями, не имеющими отношения к турбидитам. Он подстилается нефлишевыми глубоководными глинисто-кремнистыми отложениями (Большой Каратау) и перекрывается континентальной молассой (Малый Каратау). Надкомплекс представляет собой тело, заполняющее крупный бассейн. Осадочный материал поступал из двух независимых источников — приконтинентального рифового и блока аккретированной островной дуги, включающего осадочную толщу окраинного бассейна. Надкомплекс подразделяется на крупные турбидитовые комплексы, каждый из которых, по-видимому, был самостоятельным подводным конусом выноса с преобладающим питанием из одного источника. Каждый из турбидитовых комплексов — нижний граувакковый, средний терригенно-карбонатный и верхний граувакковый — отождествляется нами с понятием формации и отнесен к первому рангу осадочных тел. В регионально-стратиграфической номенклатуре эти комплексы представляют следующие формации: тагыртауско-сарыджонскую (нижнекокджотскую) мощностью 500–1700 м; чаткарагайско-сагызганскую (бакаирско-карабуринскую, среднекокджотскую) мощностью 200–2000 м; большекаройскую (постунбулакско-узунахматскую) мощностью 1150–1600 м.

Несмотря на искажение первичных взаимоотношений интенсивной складчатостью и надвигами и неодинаковую глубину эрозионного среза, заметно, что формации представляют собой огромные линзы взаимосвязанных турбидитов, смещенные одна относительно другой в пространстве. Депоцентры фэнов последовательно занимали разные части бассейна на севере, в центре и на юге структурно-формационной зоны (рис. 1). Перемещение фэнов, видимо, связано с пере-

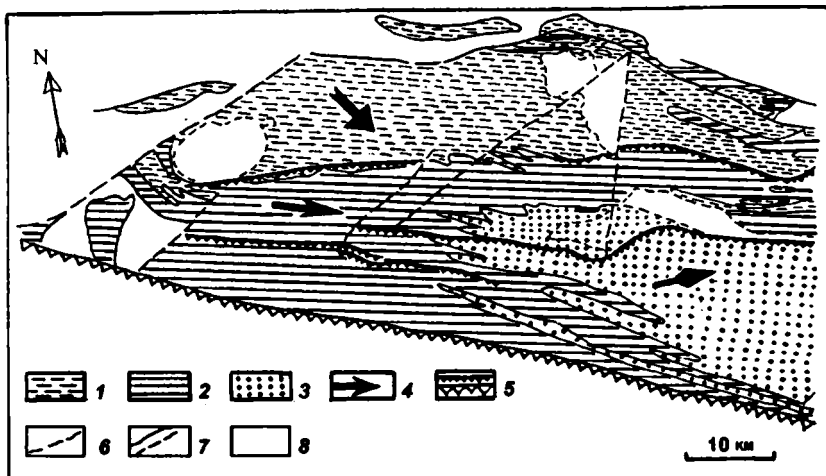


Рис. 1. Пространственное положение позднерифейских флишевых формаций в Таласском хребте

Формации: 1 — тагыртауско-сарыджонская (граувакковая), 2 — чаткарагайско-сагызганская (обломочно-известняковая), 3 — большекарройская (граувакковая); 4 — среднее направление мутьевых течений; 5 — главные надвижки; 6 — поперечные разломы; 7 — границы комплексов: а — достоверные, б — предполагаемые; 8 — четвертичные отложения

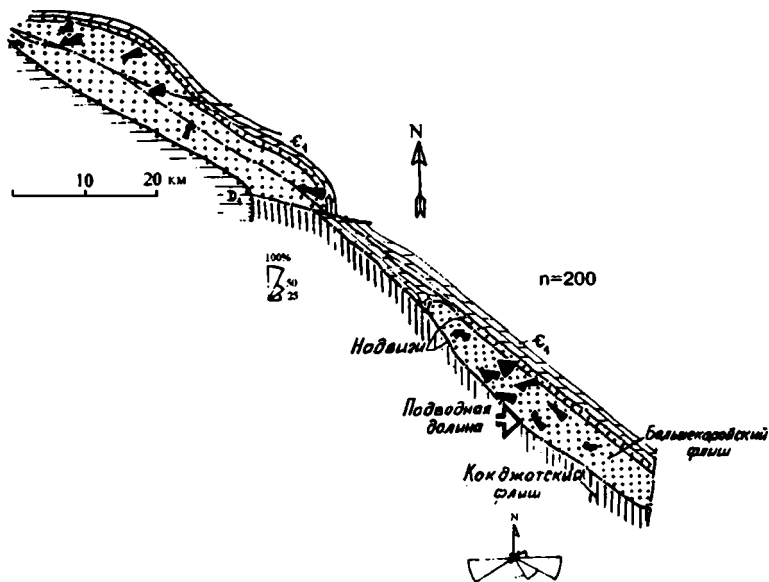


Рис. 2. Направления мутьевых течений в большекарройском турбидитовом потоке Малого Каратау. Расшифровка обозначений показана на рисунке
 n — число замеров направлений течений

движением главных каналов, что нашло отражение в смещении течений. Так, в тагьртауско-сарыджонском терригенном фэне распределительная система течений была направлена широким равномерным веером с юго-запада на юг, юго-восток и восток; в чаткарагайско-сагызганском карбонатном фэне (при сохранении широкого сектора направления течений) увеличивается число измерений, показывающих на юго-восток, восток и северо-восток; в постунбулакско-узунахматском терригенном фэне эта тенденция сохраняется. Юго-восточные, восточные и северо-восточные направления течений становятся доминирующими, особенно по направлению канал — долина. Область канал-долина, закартированная на юге Большекаройского блока, не была единственной. Главный канал (каньон?) находился западнее этой области и в современном срезе формации отсутствует (рис. 2).

Строение чаткарагайско-сагызганской терригенно-карбонатной флишевой формации рассмотрено ранее [Малюжинец, Советов, 1985, 1987; Советов, Малюжинец, 1987; Советов, 1988]. Примером выделения тел более низкого ранга послужила наиболее детально изученная большекаройская граувакковая флишевая формация.

Большекаройская граувакковая флишевая формация.

Ранги и градации осадочных тел

Сведения о локализации, тектонической структуре, гранулометрическом и вещественном составе турбидитов этой формации были опубликованы в монографии [Еганов, Советов, 1979]. Отметим, что анализ строения формации сделан на основе послойного описания непрерывного разреза, содержащего более 2200 сложных слоев-турбидитов. Дополнительным был фактический материал по картированию каналов-долин, их частей, отдельных русел во взаимосвязи с прирусловыми валами. Большинство понятий и терминов, употребляемых в этой статье, широко известны из цитированной литературы. В других случаях сделаны соответствующие пояснения.

Большекаройская формация подразделяется на три градации второго ранга. Нижняя градация состоит из ассоциации следующих отложений (в скобках указана мощность): каналов-долин (channel-levee) (100 м); терминальных каналов, неканализированных лопастей и обрамляющих их дистальных частей (lobes) (250 м); чередования неканализированных лопастей, их обрамления и равнин бассейна (170 м). Средняя градация состоит из ассоциаций следующих отложений: каналов-долин (110 м); неканализированных лопастей и их обрамления (225 м); равнины бассейна (30 м). Верхняя градация представлена неполным набором ассоциаций отложений: неканализированных лопастей и их обрамления и небольших блоков отложений равнины бассейна (110 м); равнины бассейна (20 м); неканализированных лопастей и их обрамления (45 м); равнины бассейна (40 м); неканализированных лопастей (40 м); равнины бассейна

(10 м); проградирующих неканализированных лопастей и их обрамления (100 м).

В наиболее полной нижней градации выделяются три части, включающие переход от крупных каналов к мелким, а затем к неканализированным лопастям и к наиболее дистальной части фэна, где присутствуют тонкие турбидиты. В средней градации неотчетливо выражены ассоциации отложений терминальных каналов. Верхняя градация вообще не содержит ассоциаций канализированных отложений; можно предполагать осадки каналов только выше проградирующих лопастей вверх по разрезу при переходе к дельтовым отложениям молассы. Градации отражают региональные события: резкое тектоническое поднятие или медленное устойчивое погружение территории, углубление и заполнение бассейна. Приведенный выше вертикальный ряд градаций, неполон не только сверху, но и снизу, в связи с тем, что канализированные грубозернистые отложения нижней градации, подстилающиеся тонкообломочными отложениями, слабо и фрагментарно обнажены. Главное тело турбидитового комплекса образует как бы ядро капсулы с тонкообломочной глинисто-алевритовой оболочкой.

По внутреннему строению и позиции по отношению к подразделениям высших и низших рангов флишевая (турбидитовая) формация полностью соответствует понятию "турбидитовый комплекс", а градация — "турбидитовая система" в узком смысле этого понятия. Последняя дополнена ассоциацией равнины бассейна, пространственно взаимосвязанной с этой системой [Mutti, Norrmark, 1987]. Из анализа последовательности отложений в градациях их образование может быть соотнесено не только с эпизодом наиболее низкого стояния уровня моря, но и полным циклом его крупномасштабного колебания или циклом регионального поднятия области сноса.

К третьему рангу осадочных тел отнесены три части (типа) градаций: крупных каналов, мелких каналов и сопутствующих неканализированных лопастей и их фронта, равнин бассейна. Ассоциации крупных каналов (первый тип градаций) образованы из отложений двух—трех единичных полностью заполненных каналов, расположенных в разрезе один над другим как этажи здания. Морфологически такие ассоциации образуют крупную эрозионную форму глубиной 150–250 м (иногда до 400 м) и шириной 3–5 км. В нее частично вмещаются нижние части вышележащей ассоциации отложений терминальных каналов. Эрозионные формы такого масштаба условно в настоящей статье называются каналами-долинами, служившими главными артериями, по которым обломочный материал поставлялся со стороны юго-западных поднятий в вытнутый бассейн.

Отложения каналов-долин картируются по аэрофотоснимкам на юго-западе и северо-западе Малого Каратау. Установлены отложения таких каналов-долин и на других стратиграфических уровнях таласского надкомплекса [Малюжинец, Советов; 1985; Советов,

1988]. Каналы-долины образованы по типу врезания и последующего заполнения осадками и имеют сходство с литературными аналогами, например с конгломератово-турбидитовой серией верхнего мела Калифорнии [Walker, 1975, 1985]. Процесс заполнения осадками каналов-долин, по-видимому, можно сравнить с третьим порядком организации подводных фэнов, а именно со стадией II индивидуальной турбидитовой системы седиментации [Mutti, Normark, 1987].

К третьему рангу осадочных тел относятся в том числе и многоэтажные циклические последовательности турбидитов, морфологически трудно оконтуриваемые в древнем турбидитовом комплексе (второй тип градаций). Во всяком случае, эти тела, насчитывающие в разрезах десятки (10–60) циклов осадков терминальных каналов и связанных с ними лопастей, достигают мощности 40–250 м и, согласно структуре, должны иметь выпуклую вверх форму. Вероятно, протяженность таких тел значительно больше, чем отложений, сформированных в каналах-долинах, и измеряется десятками километров. Неканализированные осадочные тела можно сопоставить с осадками, возникающими на стадии I [Mutti, Normark, 1987].

Третий тип градаций (осадочных тел) третьего ранга представлен относительно крупными пакетами и пачками исключительно тонкообломочных отложений — алевролитов и аргиллитов. Они завершают турбидитовые градации и относятся к дистальным частям фэна и равнине бассейна. Турбидиты этих градаций в большинстве своем тонкозернистые и маломощные. Мощность пакетов почти на порядок меньше пределов достигаемых ассоциациями отложений каналов и лопастей. Скорее всего, пластообразные тела тонкообломочных отложений третьего типа соответствуют "межсистемным" отложениям в модели Э.Мутти и В.Нормарка [Mutti, Normark, 1987].

Четвертым рангом осадочных тел мы считаем морфологически хорошо выраженные крупные (в масштабе исследуемого комплекса) каналы-русла, достигающие в ширину 150–300 м и более. Каналы-русла имеют эрозивное основание. В них всегда наблюдаются вертикальная смена отложений от грубозернистых (конгломераты, гравелиты) к тонкозернистым и последовательность пластов, утоняющихся по мощности [Mutti, Ricci-Lucchi, 1972; Ricci-Lucchi, 1975; Mutti, 1979, 1985]. Они называются конгломератовыми комплексами [Walker, 1985], комплексами канал-русло и мезоциклами, утоняющимися вверх по разрезу [Советов, 1988, 1990 и др.; Piper, Stow, 1990]. Осадки канала-русла, примерно одинаковые по мощности (25–30 м), врезаны в тонкообломочные отложения прирусловых валов и межканаловых пространств. Вбок от русла гравелиты, содержащие и несодержащие интракласты, и крупнозернистые песчаники резко "уникаются" в отложения прируслового вала. В последних прослеживаются только отдельные маломощные разбощенные линзы грубообломочных отложений. Прирусловые валы сложены в основном тонколенточнослойными алевролитами и редкими мелкозерни-

стыми турбидитами с верхними текстурными слоями стандартной модели А.Боума. Базальная часть осадочных тел канала-русла сложена средними и толстыми пластами мелкогалечных гравелитов, отделенных один от другого поверхностями размывов (швами) с многочисленными промоинами. Гравелиты выше сменяются толстыми массивными слоями крупнозернистых песчаников, а затем пластами нормальных турбидитов, гранулометрически все более утоняющимися вверх по разрезу. Турбидиты организованы в циклы более высокого порядка. Верхние части осадочных тел канала-русла наиболее насыщены алевропелитами и не отличимы от отложений прирусловых валов. В целом тела четвертого ранга отождествляются с ассоциациями отложений канала-леви (channel-levee). Отложения каналов-русел находятся внутри осадочных тел каналов-долин и вне последних чрезвычайно редки.

Осадочные тела пятого ранга представляют собой циклически организованные ассоциации турбидитов по 10–50 единиц. Там, где устанавливаются нижняя эрозионная граница и последовательность слоев турбидитов, утоняющихся вверх по разрезу, есть большое внешнее сходство с ассоциациями отложений каналов-русел. Отличие тел пятого ранга заключается в меньшей зернистости и меньшей мощности. Условно эти циклически построенные ассоциации называют терминальными каналами. Терминальные каналы, в отличие от каналов-русел, имеют аградационное строение. Некоторые из них обрамлялись прирусловыми валами. Заполнение осадками терминальных каналов происходило циклично, развиты в основном проградационные циклы высшего ранга.

Циклические последовательности тел пятого ранга демонстрируют широкое разнообразие структуры (рис. 3). Наряду с утоняющейся вверх последовательностью "чистого" структурного типа (4, 6, 8) имеют место модификации с обратной последовательностью в толстой части спектра мощности турбидитов (3, 5), с аградационным или ритмически симметричным строением — в средней и тонкой частях спектра (9, 10, 11, 12, 13, 14); а также симметричные (1, 2) циклы и циклы, утолщающиеся вверх по разрезу (7) (см. рис. 3). С модификациями тесно связан характер границ циклов — резкий, эрозионный в асимметричных и неясный в симметричных типах. Все модификации циклов пятого ранга тесно структурно связаны и, по нашему мнению, представляют собой производные одного ряда процессов на подводном фэне от образования эрозионных форм через выдвигание и реградацию устьевых лопастей до проникновения наиболее интенсивных мутьевых течений на равнину бассейна.

Распределение мощности циклов терминальных каналов и однопорядковых тел отчетливо логнормальное с пределами значений 0,9–18,3 м и медианой 4,5 м. Формирование циклов пятого ранга есть вероятный процесс, который контролировался множеством случайных параметров. Статистическая закономерность средних объемов

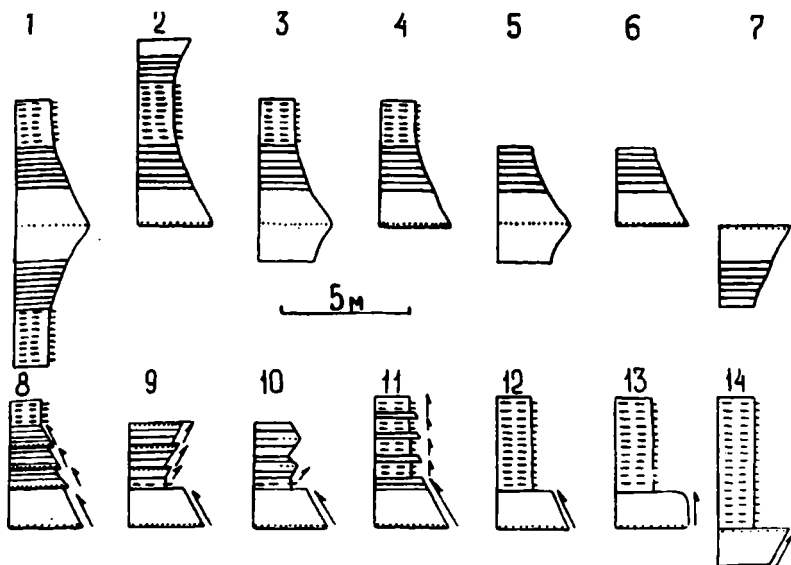


Рис. 3. Типы ассоциаций турбидитов 5-го ранга. В колонках наиболее выдвинуты вправо толстопластовые и крупнозернистые турбидиты
1-14 — типы ассоциаций. Пояснения см. в тексте

тел пятого ранга, вероятно, отражает палеорельеф, тектоническую активность, климатическую зональность и тип речной сети и может служить одним из структурных критериев классификации древних турбидитовых комплексов.

Совокупность циклов четвертого и пятого рангов близка к компенсационным циклам [Mutti, 1981] или крупным микроциклам [Kasper, Legue, Meeks, 1987], трехчленным совокупностям субстадий (ассоциациям фаций) турбидитовых систем [Mutti, Norgmark, 1987]. В этом заключается поразительное сходство динамики и морфологии турбидитовых комплексов разного возраста. В целом ассоциации четвертого и пятого рангов можно рассматривать в одном ряду разных по масштабу обстановок образования.

Шестой ранг осадочных тел смещается еще дальше по шкале крупности отложений в мелкую и тонкую части. Он выделяется по циклическому чередованию единичных пластов турбидитов (в среднем от 2 до 7 единиц) разной мощности. Циклы шестого ранга сформированы в верхних частях каналов-русел и рассматриваются нами как подразделения терминальных каналов. Эти циклы встречаются в качестве самостоятельных не соподчиненных ассоциаций. По структуре они асимметричные, утоняющиеся вверх по разрезу. При этом не меньшее значение имеют симметричные и, более редко, утолщающиеся вверх по разрезу типы. Осадочные тела шестого ранга

морфологически уплощенные, их образование не контролировалось какими-либо эрозионными формами рельефа. По структуре наибольшее сходство они имеют с компенсационными циклами Е.Мутти, в то время как по размеру почти на порядок меньше [Mutti, 1981].

Представительная выборка мощности циклов шестого ранга (406 ед.) и гистограмма распределения значений показывают, что распределение мощностей, как и для других рангов тел, логнормальное с диапазоном крайних значений 0,2–8 м и медианой 1,3 м. Можно убедиться в качественно ином процессе, чем формирование каналов и лопастей, хотя структурные особенности тел обоих рангов трудно различить в соприкасающихся по величине крайних разновидностях. Симметричная структура циклов шестого ранга и их величина в отложениях проградационных лопастей свидетельствуют скорее об автоциклическом процессе, свойственном данной турбидитовой системе. Возможно, циклические колебания объема мутьевых течений зависели от темпа заполнения и объема промежуточного резервуара (верховьев каньона или шельфовых каналов), спазматически и автоматически освобождающегося от накопленного кластического материала.

Структура седьмого ранга, также циклическая, свойственна тонкообломочным пачкам, т.е. отложениям межканаловых участков, прирусловых валов и дистальной части фэна. Характерная ее черта — тонкий и тончайший по мощности класс турбидитов, измеряемых сантиметрами, и преобладание верхних интервалов последовательности А.Боума. Представлены циклы асимметричные, утоняющиеся или аградационные и симметричные, измеряемые в сантиметровой шкале. Условно началом циклов считается основание наиболее мощных в диапазоне 0,7–6 см турбидитов T_{bcde} модели А.Боума. Средняя мощность циклов 12 см, диапазон крайних значений 4–19 см. Происхождение ассоциации седьмого ранга не ясно, так же как до конца не обосновано появление циклов шестого ранга. Вероятно, величина циклов седьмого ранга в разных формациях будет различаться и зависеть от причин и периодичности появления слабых низкоплотных мутьевых течений, оставивших след только в обстановках спокойной седиментации.

Осадочные тела восьмого ранга наиболее ярко выражены и представлены турбидитами, сформированными в результате действия единичных мутьевых течений. Тела восьмого ранга входят во все вышеназванные структуры и представляют элементарные дискретные единицы этих структур.

Турбидиты

Турбидиты рассматриваются как единая генеральная совокупность вне зависимости от пространственного положения и обстановок накопления. Турбидиты в позднерифейском таласском надкомплексе включают отложения галечников и гравийников, песков с галькой и

песков, расслоенных с разной полнотой сложных пластов с текстурными интервалами А.Боума, т.е. группы литофаций А, В, С по К.Т.Пикерингу и др., или отложения ламинарных высококонцентрированных связных и несвязных потоков и низкоконцентрированных связных и несвязных мутьевых течений [Pickering, Stow, Watson, Hiscott, 1986; Postma, 1986]. Огромное большинство пластов представлено турбидитами в узком смысле, и только незначительная часть их из нижних секций отложений каналов-русел и некоторых терминальных каналов входит в группу осадков обломочных потоков. Турбидиты классифицировались по гранулометрии на T^1 , T^2 , T^3 и T^4 [Еганов, Советов, 1979]. В них из-за расщепления не всегда отчетливо выделяются текстурные интервалы CDE (T_{cde}), поэтому статистический анализ мощности как меры объема потоков был проведен в целом для градационного интервала $T_{a,ab}$ и объединенной тонкообломочной части турбидита, обозначенной буквами А, Г и АГ в зависимости от преобладания алеврита, глины или их смеси. По частоте встречаемости турбидиты подразделяются от грубозернистых к тонкозернистым: T^1 — 2%, T^2 — 25%, T^3 — 51%, T^4 — 21%. Такое разделение свидетельствует о представительности и равновесии компонентов в выборке, что подтверждено логнормальным распределением генеральной совокупности турбидитов и медианой, совпадающей с медианой для среднего класса T^3 .

Распределение мощности турбидитов разных классов отчетливо аппроксимируется логнормальной функцией со смещением медианы распределения в тонкую область значений вместе с гранулометрическим утонением класса. Медианы (М) грубозернистых, средне-, мелко- и тонкозернистых классов турбидитов соответственно равны 73; 50,5; 32; и 19,2 см (рис. 4). Логнормальная функция распределения мощности турбидитов и их частей, очевидно, отображает нормальное сочетание объемов мутьевых течений. Объемы течений, так же как и объемы морфоструктур (каналов и лопастей), оцениваются статистически случайными величинами. Распределение мощности градационного элемента $T_{a,ab}$ логнормальное с медианами для разных классов 54; 35,8; 13,6 и 3,4 см (рис. 5). Суммарное распределение мощности интервалов T_{cde} отчетливое логнормальное для T^2 и T^3 и менее отчетливое для T^4 (рис. 6). Чрезвычайно важно отметить постоянство медианы распределения мощности тонких частей совокупностей турбидитов разной зернистости. Данные о мощности турбидитных слоев T_{cde} могут служить дополнительным обоснованием независимого образования турбидитов $T_{a,ab}$ и близости их к отложениям высокоплотных мутьевых течений [Einsele, 1991].

В целом турбидиты образуют генеральную совокупность, которая может рассматриваться как сочетание объемов разных мутьевых течений и как пространственный ряд отложений гипотетического потока одного объема. Последнее может служить моделью деградации мутьевого течения по его конечным продуктам (см. рис. 2). При почти

линейном выклинивании модельного турбидита изменение его нижней градационной части не одинаково и скачкообразно усиливается между T^2 и T^3 . Этот интервал между средне- и мелкозернистыми турбидитами следует принять во внимание при разделении мутьевых течений низкой плотности на связанные и несвязные [Postma, 1986].

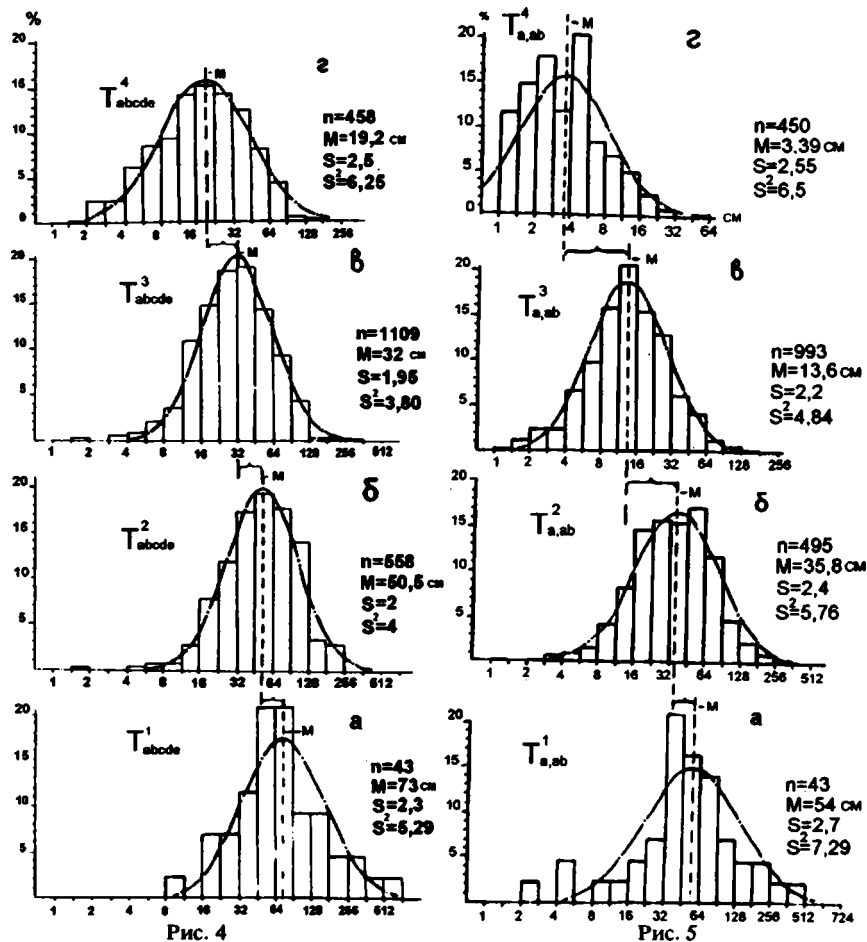


Рис. 4. Распределение мощности четырех классов полных турбидитовых циклов. Фигурной скобкой показаны интервалы смещения медианы распределения мощности в тонкую по мощности область параллельно с утонением гранулометрического состава
 n — число замеров мощности; M — медиана; S — среднестатистическое отклонение; S^2 — среднеквадратичное отклонение. T_{abcde}^{1-4} см. в тексте

Рис. 5. Распределение мощности градационной части четырех классов турбидитов. Расшифровка обозначений дана в тексте и на рис. 4

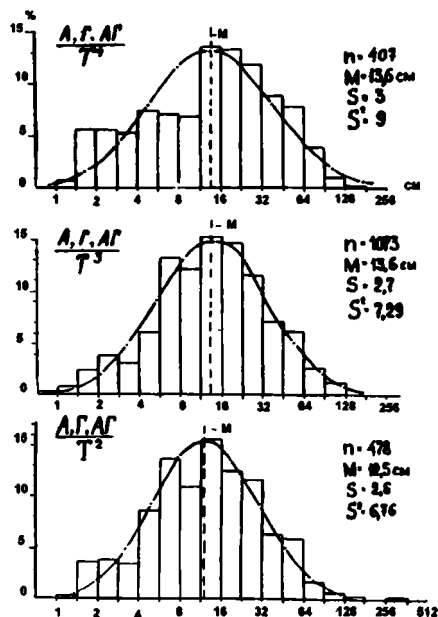


Рис. 6. Распределение мощности неградиционной части трех классов турбидитов. Видно очень слабое "обратное" смещение медианы. Расшифровка обозначений дана в тексте и на рис. 4

Заключение

Анализ элементов седиментологической структуры и архитектуры флишевой формации подводит к представлениям о главных условиях их образования, которые перечислены по их убывающему влиянию: крупные тектонические перестройки в области сноса; перманентное тектоническое опускание бассейна накопления; крупные эпизодические поднятия области сноса; колебания уровня моря; латеральный сдвиг обстановок в пределах долин и лопастей; латеральный сдвиг направлений мутьевых течений; периодичность мутьевых течений за счет неравномерного вклада разных факторов (см. рис. 7).

Крупные тектонические перестройки ответственны за возникновение осадочных тел первого ранга или формаций (фэнов). Крупные эпизодические тектонические поднятия области сноса (или увеличение скорости поднятия) определяют резкое увеличение частоты образования мутьевых течений с одновременным сокращением периода их действия [Klein, 1985]. Тектонические поднятия обуславливают продвижение вниз по склону подводных долин, что можно на прямую связывать с формированием в это время наземных долин на сопряженной аллювиальной равнине [Советов, 1986]. Перманент-

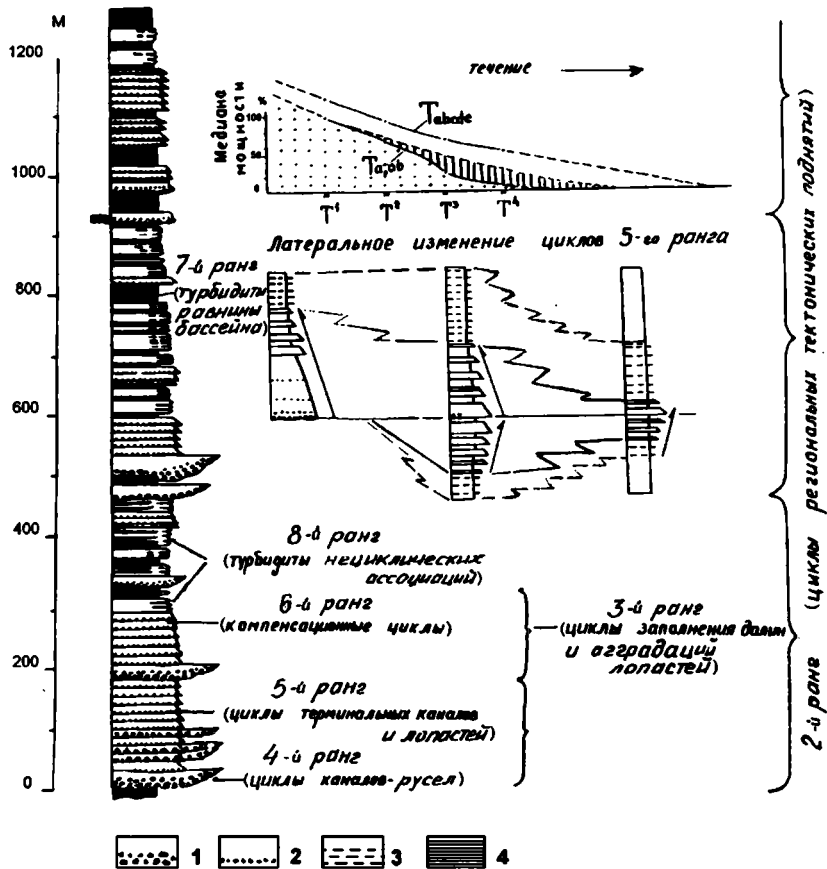


Рис. 7. Архитектура большекарройской флишевой формации и принципиальные схемы фациальных изменений ее элементов

1 — конгломераты и гравелиты; 2-4 — турбидиты интервалов: 2 — T_{2b} , 3 — T_c , 4 — T_{de} . Остальные обозначения см. в тексте и на рисунке

ное тектоническое и синседиментационное опускание бассейна подготавливало пространство для накопления и эволюции градаций синхронно со становлением геоморфологического равновесия между горной страной, аллювиальной равниной и подводным фэном. Эволюция заключается в смене верхнего фэна нижним, а затем равниной бассейна.

Накопление градаций осложнялось изменением уровня моря и циклической про- и реградацией терминальных каналов и сопряженных с ними неканализированных лопастей. Такое перемещение по склону прослеживается по эрозивному основанию отложений терми-

нальных каналов, симметричным циклам и максимуму объема мутьевых течений, формирующих осадки несколько выше основания циклов пятого ранга. Отложения средней части циклов пятого ранга, по-видимому, формировались при стабилизации, а верхней части — при подъеме уровня моря. Весьма сходные циклы описаны в верхнеордовикской формации Мартинсбург в Аппалачах и как крупные микроциклы в третичных отложениях о-ва Барбадос [Kasper, Lague, Meeks, 1987; Lash, 1988].

Кроме внешнего воздействия, на характер последовательности отложений оказывали влияние автоциклические процессы: латеральные перемещения каналов-русел в пределах долин, терминальных каналов и лопастей на среднем фэне и латеральные сдвиги течений из-за постоянно меняющегося рельефа и, возможно, за счет меандрирования каналов. С автоциклическими процессами, вероятно, связана какая-то часть циклов пятого ранга и все циклы шестого ранга, они соответствуют компенсационным циклам в понимании Э.Мутти [Mutti, 1981, 1985].

Все вышесказанное приводит нас к заключению, что строение флишевых формаций статистически детерминировано, и мутьевые течения есть феноменологически не случайный, а строго регулярный и периодический процесс.

Литература

- Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 190 с.
- Киселев В.В., Королев В.Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1981. 183 с.
- Королев В.Г., Максумова Р.А. Поздний докембрий Таласского Ала-Тау // Тр. Фрунзен. политех. ин-та. Сер. геол., горн. дело. Фрунзе: Илим, 1964. Вып. 19. С. 48–55.
- Королев В.Г., Максумова Р.А. Флишевая формация верхнего рифея Таласского хребта (Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 12. С. 49–63.
- Максумова Р.А. Формации позднего докембрия Таласского хребта // Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967. С. 31–54.
- Максумова Р.А. Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южно-Казахстана. Фрунзе: Илим, 1980. 150 с.
- Маложинец А.Г. Метаморфические аналоги позднего флиша Таласского хребта и обстановки его накопления // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987. С. 134–149.
- Маложинец А.Г., Советов Ю.К. Поздний флиш Таласского геосинклинального комплекса (верхний рифей, Таласский хребет) // Закономерности строения карбонатных, галогенных и терригенных формаций. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 3–26.
- Маложинец А.Г., Советов Ю.К. Карбонатный (чаткарагайский) флиш верхнего рифея Таласского хребта // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: Наука, 1987. С. 149–159.
- Николаев В.А. К стратиграфии и тектонике Таласского Алатау // Тр. ГГРУ. 1930. Т. 49, N 8. С. 8–17.
- Советов Ю.К. Терригенные формации позднего докембрия Северо-Тяньшаньской геосинклинали // Эволюция литогенеза в истории Земли. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. С. 51–62.
- Советов Ю.К. Парагенетические ассоциации континентальных отложений поздне-

докембрийской эпигеосинклинальной молассы, Малый Каратау, Казахстан // Проблемы формационного анализа. Новосибирск: Наука, 1986. С. 104–126.

Советов Ю.К. О структуре карбонатных и терригенно-карбонатных флишевых формаций // Структурные особенности осадочных формаций. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 3–26.

Советов Ю.К. Флишевые ассоциации // Осадочные породы (состав, текстуры, типы разрезов). Новосибирск: Наука, 1990. С. 194–211. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 761).

Советов Ю.К., Малюжинец А.Г. Ассоциации и генезис отложений позднего флиша верхнего рифея Таласского хребта: Препр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1987. 26 с.

Einsele G. Submarine mass flow deposits and turbidites // Cycles and Events in Stratigraphy. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1991. P. 313–339.

Kasper D.S., Larue D.K., Meeks Y.J. Fine-drained terrigenous turbidites in Barbados // J. Sedim. Petrol. 1987. Vol. 57. P. 440–448.

Klein G.D., de V. The frequency and periodicity of preserved turbidites in submarine fans as a quantitative record of tectonic uplift in collision zone // Tectonophysics. 1985. Vol. 119. P. 181–193.

Lash G.G. Sedimentology and evolution of the Martinsburg Formation (Upper Ordovician) fine-grained turbidite depositional system, central Appalachians // Sedimentology. 1988. Vol. 35. P. 429–447.

Mutti E. Turbidites et cones sous-marins profonds // Sedimentation Ditritique (Fluviate, Littorale et Marine). Institut de Geologie, Universite de Fribourg, Suisse. 1979. P. 353–419.

Mutti E. Compensation cycles: a diagnostic feature of sandstone lobes. Int. Assoc. Sed. 2. Europ. Mtg., Bologna, Abstr. 1981. P. 120–123.

Mutti E. Turbidite systems and their relations to depositional sequences // Provenance of Arenites. NATO-ASI Series. Reidel Publishing Company. 1985. P. 65–93.

Mutti E., Ricci-Lucchi F. Le turbidite dell' Appennino settentrionale // Troduzione all' analisi di facies. Memorie della Societa Geologica Italiana. 1972. Vol. 11. P. 161–199.

Mutti E., Remacha E., Svagetti M. et al. Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, south-central Pyrenees // Excursion Guidebook of the 6th European Regional Meeting of International Association of Sedimentologists. Lerida, 1985. P. 521–576.

Mutti E., Normark W.R. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts // Marine Clastic Sedimentology, Concepts and Case Studies. Graham & Trotman, 1987. P. 1–38.

Pickering R.T., Stow D.A.V., Watson M.P., Hiscott R.N. Deepwater facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments // Earth-Science Rev. 1986. Vol. 23, N 2. P. 75–174.

Piper D.J.W., Stow D.A.V. Fine-grained Turbidites // Cycles and Events in Stratigraphy. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1991. P. 360–376.

Postma G. Classification for sediment gravity flow deposits based on flow conditions during sedimentation // Geology. 1986. Vol. 14. P. 291–294.

Ricci-Lucchi F. Deposition cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy) // J. Sed. Petrol. 1975. Vol. 45. P. 3–43.

Shanmugham G. Rhythms in deep sea fine-grained turbidite and debris flow sequences, Middle Ordovician, eastern Tennessee // Sedimentology. 1980. Vol. 27. P. 419–432.

Walker R.G. Upper Cretaceous resedimented conglomerates at Wheeler Gorge, California: description and field guide // J. Sed. Petrol. 1975. Vol. 45. P. 105–112.

Walker R.G. Mudstones and thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Gorge conglomerate, California: a possible channel-levee complex // J. Sed. Petrol. 1985. Vol. 55. P. 279–290.

**ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ГУМИДНЫЕ ФЭНОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ:
ЮРСКИЕ УГЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И ПАЛЕОГЕНОВЫЕ
КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ**

Проблемы реконструкции фэнового типа осадконакопления, весьма представительного в терригенных осадочных формациях, пока слабо разработаны, поэтому они занимают все более значительное место в современных отечественных и зарубежных публикациях. Актуальность этих проблем очевидна, так как фэновые осадочные комплексы, исходя из теоретических воззрений, представляют собой отчетливый индикатор специфических лавинных процессов седиментации на границах раздела геоморфологически разнотипных ландшафтов на континентах и их окраинах. С прикладной точки зрения они оцениваются как уникальные резервуары углеводородного сырья различной природы и других минеральных компонентов. В литологической литературе основное внимание уделяется процессам фэновой седиментации в современных и древних морях и океанах [Лидер, 1986; Лисицын, 1988]. Меньший объем информации посвящен внутриконтинентальным и окраинно-континентальным наземно-дельтовым отложениям, особенно гумидных областей. Термин "фэновый" нами используется как обобщающий для былых процессов лавинной разгрузки осадочного материала на контрастных перегибах рельефа, его веерного распределения и дифференциации от областей питания до конечных водоемов стока и аккумуляции. Последние часто формировались в границах рифтогенных конседиментационных структур или прогибов пассивных континентальных окраин, которые в целом можно отнести к эпиконтинентальным бассейнам осадконакопления [Хаин, Соколов, 1991].

Для реконструкции процессов эпиконтинентального седиментогенеза фэновой природы использованы типовые разрезы ниже-среднеюрских угленосных формаций Западной Монголии, составленные в 1990–1991 гг. Они, на наш взгляд, достаточно представительны для процессов седиментации в конседиментационных внутриконтинентальных структурах и бассейнах. Для сравнения иной тип фэнового осадконакопления рассмотрен на примере палеоцен-эоценовых угленосных вулканогенно-терригенных формаций Западно-Камчатского прогиба, изученных в 1987–1988 гг. Они сложены комплексом мелководно-морских и аллювиально-дельтовых фаций.

Необходимость совместного анализа этих двух разновозрастных комплексов обусловлена тем, что их объединяют сходные гидродинамические и структурно-геоморфологические особенности лавинной разгрузки, фэнового накопления и дифференциации терригенного

материала у перегибов древнего рельефа и на стыках гетерогенных палеоструктурно-ландшафтных зон. Такие условия создавались на бортах рифтогенных прогибов и на границе расчлененного морского побережья — прибрежной зоны моря, укладываясь в генетический ряд процессов седиментогенеза от области денудации, мобилизации вещества путем короткой транспортировки до конечных водоемов терригенной седиментации [Лисицын, 1988]. Эти литологические объекты представляют ключевые полигоны для тематических исследований по эволюции процессов осадконакопления и углеобразования в бассейнах Восточной Азии в позднем фанерозое. Исследования выполняются в лаборатории осадочных формаций ГИН РАН.

Юрские угленосные отложения Западной Монголии

Рассмотрим особенности литолого-фациального состава, строения и генезиса внутриконтинентальных осадочных комплексов юрских бассейнов осадконакопления Западной Монголии [Полянский, Бадамгараев, 1992]. Существующие точки зрения на формирование мезозойских бассейнов ограничивались общими представлениями об их аллювиальном генезисе в изолированных наложенных структурах, развивавшихся на палеозоидах Монголии [Лувсанданзан, 1970; Нагибина, 1970]. Циклично построенные ниже-среднеюрские отложения представлены здесь аномально высокими по мощности для платформ (до 5 км) полифациальными кластогенными комплексами с прогрессивной направленностью седиментации от делювиально-пролювиальных грубообломочных осадков до озерно-болотных, которые пока не имели обоснованной генетической интерпретации. Необходимо было найти и предложить удовлетворительное объяснение условий их формирования с литолого-фациальных и структурно-генетических позиций.

Разрезы угленосных формаций сложены четырьмя макрофациями: а) плохо сортированными конглобрекчиями и валунными конгломератами делювиально-пролювиальных фэновых фаций (ДП), залегающими обычно в основании формаций или подформаций; б) циклично построенными грубопесчано-алеврито-глинистыми отложениями фаций плосколопастного пролювиального сноса на некотором удалении от бортов бассейна (ПЛ); в) песчано-алеврито-глинистыми угленосными отложениями фаций участков межлопастного заболачивания в зоне пролювиального сноса (ПЗ); г) песчано-алеврито-глинистыми хорошо сортированными, но с примесью грубого материала отложениями фаций обширных конечных водоемов стока зоны плоскостного сноса (ПС). Основная угленосность в виде средних и мощных невыдержанных угольных пластов сложного строения приурочена к фациям плосколопастного генезиса. Угленосность была продуцирована ограниченными по площади мощными торфяниками "дельтового" типа с быстро замещаемыми по латерали терригенными отложениями [Тимофеев, 1969].

Эти макрофации, сменяясь в разрезах в определенной последовательности, образуют соответственно три крупных коррелируемых друг с другом макроцикла с прогрессивной направленностью седиментации от грубообломочных до тонких осадков. Степень гранулометрической контрастности и соотношение разностных осадков в этих макроциклах зависят от положения конкретного разреза формации или градации в тех или иных частях палеобассейна. Макроциклы стали единственной возможностью сопоставлять разобщенные в изолированных структурах формации или их части. До настоящего времени, кроме ненадежной корреляции многочисленных свит местного значения и возрастной привязки с точностью до отдела, нет иной альтернативы расчленения и сопоставления разрезов фациально сильно изменчивых формаций, представленных джаргалантской и бахарской свитами [Стратиграфия..., 1975].

Макроциклы слагают разрезы в определенной последовательности чередования, в целом образуя единый трансгрессивно-регрессивный мегацикл, или формацию (рис. 1). В основании разрезов обычно

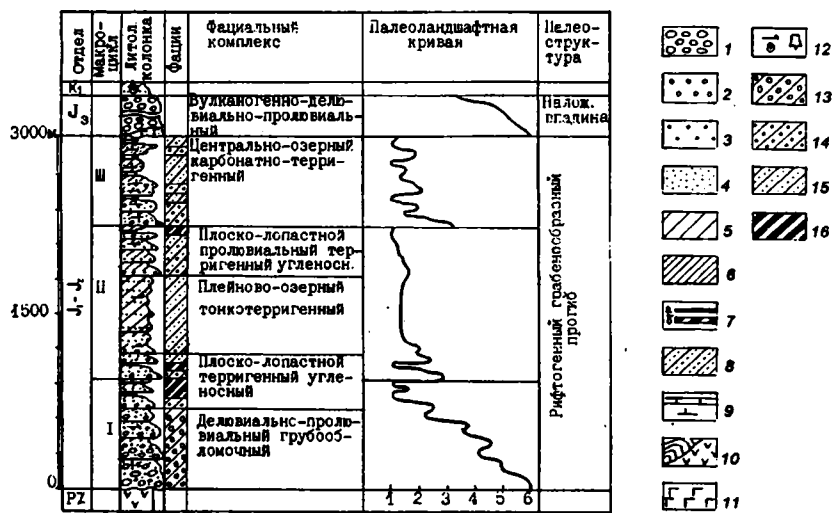


Рис. 1. Модель формирования внутриконтинентального бассейна (типовой разрез нижне-среднеюрских отложений Западной Монголии)

1 — конгломерат; 2 — гравелит; 3 — песчаник грубозернистый; 4 — песчаник мелкозернистый; 5 — алевролит; 6 — аргиллит; 7 — пласты и прослои: а — угля, б — углистого аргиллита; 8 — частое переслаивание песчаника и алевролита; 9 — прослой известняка и карбонатный цемент; 10 — кремнистые сланцы (а) и эффузивы (б) палеозоя; 11 — базальтоиды; 12 — углистый детрит, остатки фауны, пни и обломки стволов деревьев. Фашии и макрофашии: 13 — грубообломочные делювиально-пролювиальные, 14 — алевроито-песчаные плосколопастные, 15 — алевроито-глинистые плейновых озер, 16 — угленосные плосколопастные затишных зон

располагаются макроциклы делювиально-пролювиального типа, сложенные первыми тремя макрофациями (рис. 2, а). Эти макроциклы прослеживаются в основании всех изученных разрезов, имеют мощность от 500 до 1650 м, характеризуя активную и неустойчивую динамику формирования наземных фэновых комплексов от активизации, последующего интенсивного прогибания до компенсации и заболачивания.

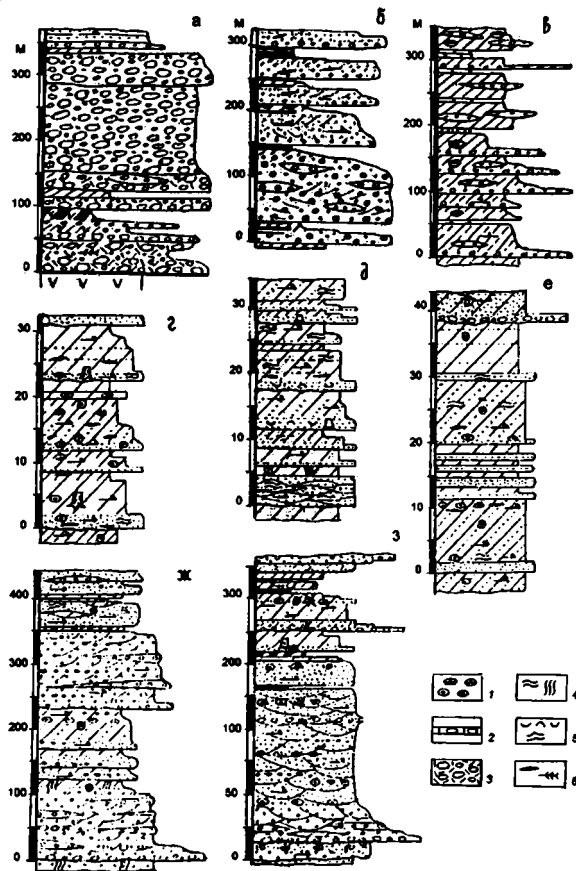


Рис. 2. Основные типы макроциклов и циклов:

а — делювиально-пролювиальный, б — плосколопастной угленосный, в — плейно-озерный, г — сильно подвижной зоны литорали и приустьевого аллювия, д — подвижной зоны сублиторали, е — слабо подвижного открытого морского мелководья, ж — центральных частей приустьевых конусов, з — межконусных частей приустьевого аллювия.

1 — известняковые и сидеритовые стяжения; 2 — прослои желваковидных известняков; 3 — вулканомиктовые конгломераты; 4 — горизонтальные и вертикальные ходы илоедов; 5 — битые раковины моллюсков и колонии водорослей; 6 — линзы витрена и остатки растений. Остальные обозначения см. на рис. 1

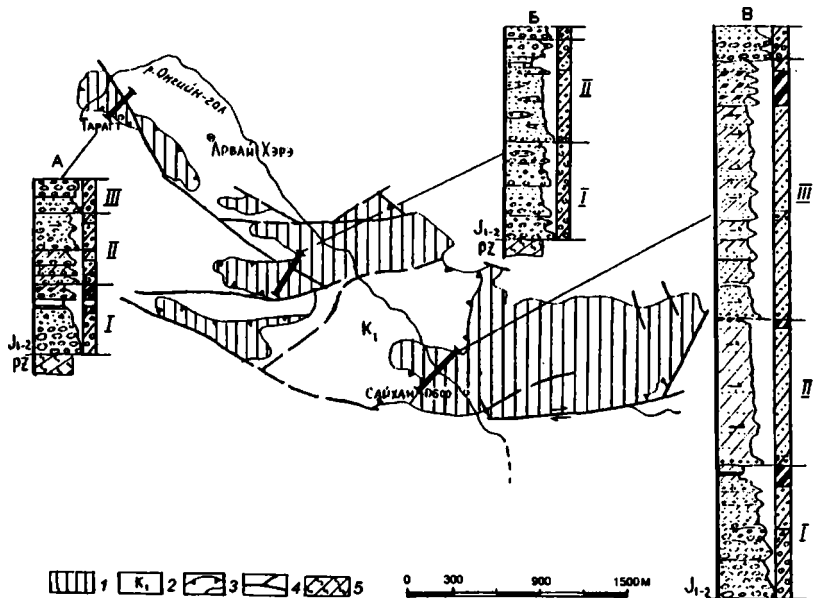


Рис. 3. Схема строения и основные типы разрезов Сайханобинского прогиба (Карта мезозойской и кайнозойской тектоники МНР, Москва, 1979 г.)

Разрезы: А — Тарагт, Б — Увур-Хангай, В — Сайхан-Обо. 1 — площади юрских отложений; 2 — площади меловых отложений; 3 — границы прогиба; 4 — разрывы; 5 — кремнистые породы. I—III — макроциклы. Остальные обозначения см. на рис. 1

Макроциклы пролювиального плосколопастного типа представлены макрофациями второго и третьего типов, в их частом циклическом чередовании. Ими сложен основной объем рассматриваемых формаций с общей прогрессивной направленностью ритмичного осадконакопления от грубообломочных пролювиальных до тонких глинистых угленосных. Слагающие макроциклы отдельные циклы мощностью 5–50 м, которые имеют незавершенный профиль, местами заканчиваются угольными пластами мощностью 1–18 м (см. рис. 1, 2, 6). Общая мощность макроциклов достигает 1000 м (разрез Цэйиль-булаг). Макроциклы подобного типа характеризуют обстановку расширявшихся к центральным частям бассейна плоско-лопастных фэновых выносов.

Макроциклы пролювиально-озерного типа сложены макрофациями четвертого типа с частым чередованием циклов неполного и заверщенного профиля. Они составляют основной объем опорных разрезов Ихэснуур и Сайхан-Обо (см. рис. 1 и 3). Среди преобладающих отложений, представленных хорошо сортированными алеврито-глинистыми породами, в основании циклов прослеживаются прослойки песчаников, часто с примесью щебня и гальки и линзами гра-

вийно-галечного материала. В верхних частях макроциклов обычно исчезает углистый детрит и появляется карбонатный цемент и известняковые стяжения. Встречены единичные слои пресноводных известняков-ракушечников. Общая мощность макроциклов 300 м и более (см. рис. 2, в).

Проблема реконструкции древних озер, особенно в осадочных комплексах фэновое генезиса, трудна и неоднозначна. В нашем случае состав, строение и мощность тонкотерригенных осадков макроцикла пролювиально-озерного типа резко отличаются их от типичных озерных отложений аллювиального комплекса. Отличия состоят в следующем: многосотметровые мощности, примесь грубого материала в тонких песчано-глинистых осадках, отсутствие горизонтально-слоистых текстур среди ритмичного их переслаивания, незначительная примесь рассеянного растительного детрита, редкие находки растительных остатков и пресноводных моллюсков, отсутствие признаков обмеления и осушения и почвенных образований. Для них, кроме того, характерна повсеместная парагенетическая связь с грубыми подсклоновыми делювиально-пролювиальными фациями, когда, например, на валунных конгломератах с быстрым переходом залегают тонкие песчано-глинистые породы. Эти отложения, скорее всего, характеризуют обстановку обширных мелководных водоемов с быстрой, но неустойчивой компенсацией их осадками в зонах плоскостного пролювиального сноса в межгорных долинах. В современной литературе такие мелководные бассейны относят к "плейновым озерам" [Аллен, Коллинсон, 1990].

Бассейны осадконакопления, судя по рассмотренным разрезам континентальных отложений Западной Монголии, представляли собой узкие внутриконтинентальные прогибы в пределах конседиментационных структур, особенно в начальный этап седиментации, которые расширялись. Такими структурами послужили, вероятно все, эпиplatformенные пассивные рифтогенные прогибы с крутыми бортами, ограниченные конседиментационно подновлявшимися и, вероятно, долгоживущими разрывными нарушениями, заложенными в период раннекиммерийского тектогенеза [Хаин, Соколов, 1991].

В идеальном виде этот процесс можно представить следующим образом. В начальный этап активизации, раскола платформенных блоков, процессов растяжения и образования грабенообразных рифтогенных прогибов произошло практически одноактное лавинное отложение грубообломочных пород в виде быстро затухающих подгорно-верных коротких шлейфов. Разгрузка материала была обусловлена резким перепадом рельефа от приподнятого, расчлененного, к равнинно-долинному, с соответствующим резким снижением динамики осадконакопления.

Второй этап накопления формаций был связан с расширением прогибов и выравниванием рельефа, когда в процесс осадконакопле-

ния включились отложения присклоновых, но более удаленных от областей денудации плосколопастных выносов, пересекаемых мелкими мигрирующими пролювиальными потоками. В результате сформировались циклично построенные фациальные комплексы второго типа. В затишных межлопастных участках шло накопление тонких осадков в ограниченных по площади водоемах со спорадическим заболачиванием, что продуцировало угольные пласты средней и большой мощности, плохой выдержанности (в пределах первых километров) и с быстрым замещением по простиранию грубыми присклоновыми осадками. В полных разрезах макроциклов эти угленосные отложения обычно перекрывают грубообломочные и сменяются тонкотерригенными отложениями завершающего третьего этапа развития прогибов (см. рис. 1 и 2). В это время бассейн осадконакопления имел компенсированный характер в границах расширявшихся первичных рифтогенных структур. На большой площади он представлял собой обширную область интенсивного плоскостного сноса с накоплением однообразных карбонатно-терригенных отложений плейновых озер как конечных водоемов стока. Мощность отложений до 2000 м (см. рис. 1).

Выделение однотипных макроциклов и их корреляция во всех разрезах не означает, что эти разрезы характеризуют единый седиментационный бассейн. Спорадическая приуроченность базальных грубообломочных отложений к структурам рифтогенной природы в юрском структурном плане ставит проблему унаследованности этих структур во времени. В качестве примера такой унаследованности был рассмотрен Сайханобинский прогиб (рис. 3). В разрезе Тарагт, составленном для отложений узкого северо-западного окончания этой современной структуры, преобладают мощные валунные конгломераты, подобные отложениям присклоновых окраин древней структуры. Южнее, в сторону расширения структуры, в разрезах наряду с базальными грубыми песчаниками преобладают уже алеврито-глинистые отложения краевых частей пролювиальных шлейфов, удаленных от бортов древней структуры, унаследованной в современном структурном плане (разрезы Увур-Хангай и Сайхан-Обо).

Положение и состав рассмотренных разрезов в современной Сайханобинской и других подобных структурах Западной Монголии позволяют говорить об унаследованности с ранней юры (возможно даже с пермотриаса) до раннего мела структур начальной рифтогенной природы, которые затем сменились наложенными прогибами типа синеклиз. Присутствие угленосных пород нижнего мела с мощными угольными пластами, которые были вскрыты карьерами в центральных частях современных унаследованных структур (угольный карьер Баян-Тээг, разрезы Дзэрэг, Бахар-Ула), подтверждает концепцию унаследованности этих структур с расширением первичных узких прогибов.

Предполагаемая рифтогенная природа конседиментационных начальных рифтогенных и наследуемых бассейнов осадконакопления и углеобразования могла послужить наряду с синхронным вулканизмом этапа ревивации причиной повышенного теплового потока из глубинных мантийных источников, которые на фоне благоприятного гумидного климата и оптимальных ландшафтов могли способствовать накоплению и углефикации растительной органики с формированием мощных угольных пластов в пределах рифтогенных палеоструктур и наследуемых бассейнов [Нагибина, 1970].

Палеогеновые угленосные отложения Западной Камчатки

Закономерности состава, строения и генезиса окраинноконтинентальных терригенных угленосных формаций изложены на основании анализа разрезов палеоцен-эоценовых отложений чемурнаутской серии Западно-Камчатского прогиба.

Чемурнаутская серия, литолого-фациальный состав которой был описан в одноименной бухте в северо-западной части прогиба, представляет собой циклично-построенный трансгрессивно-регрессивный комплекс вулканогенно-терригенных отложений мощностью более 4000 м (полная мощность не установлена). Серия отчетливо разделяется на свиты: геткилнинскую безугольную, морского генезиса, камчикскую и ткаправаямскую угленосные (рис. 4).

Базальные безугольные отложения палеоцена геткилнинской свиты обнажены не в полном объеме, так как пока в районе бухты Чемурнаут не установлен контакт этого комплекса с меловыми комплексами. О составе, строении и генезисе базальных отложений палеоцена можно судить по грубообломочным породам в основании разреза в устье р.Анадырка на контакте с мелом, где они представлены короткими прибрежными выносов в приустьевых частях рек или небольших дельт. Максимальная мощность свиты достигает 1400 м. Она сложена комплексом чередующихся песчаников и глинисто-алевритовых отложений с единичными прослоями гравийного и мелкогалечного материала. Нижнюю более глинистую часть свиты генетически можно интерпретировать как трансгрессивную ветвь мегацикла. Преобладающие выше песчаники представлены мелкозернистыми, реже среднезернистыми, хорошо сортированными разнотонкими пород выражены несколькими типами слоистости, которые наряду с другими признаками характеризуют следующие макрофации, выделенные в чемурнаутской серии.

1. Чередование песчаных осадков сильно подвижных участков и песчано-алевритовых осадков подвижных участков прибрежной приливно-отливной зоны литорали и центральных частей дельт (МП).

2. Чередование алеврито-песчаных и песчаных осадков боковых частей подвижного приустьевого мелководья и подводных дельт (ММ).

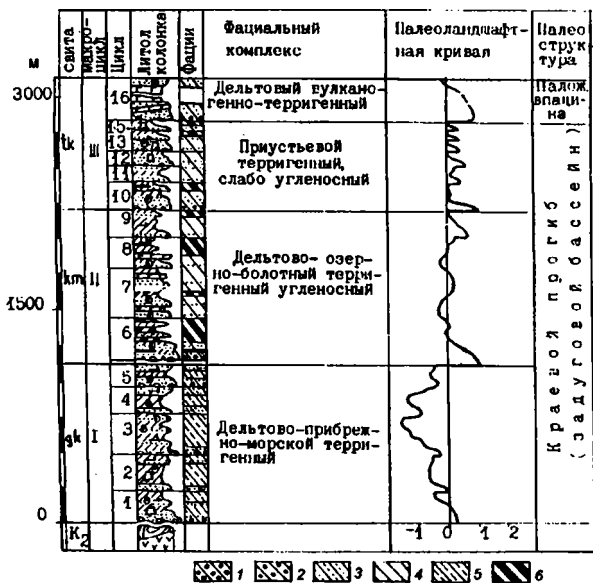


Рис. 4. Модель формирования окраинно-континентального бассейна. Типовой разрез палеогеновых отложений чемурунаутской серии, Западно-Камчатский прогиб

Фаши и макрофаши: 1 — галечно-гравийно-песчаные дельтово-приустьевые центральных частей конусов, 2 — песчано-гравийные прибрежной зоны литорали, 3 — алевропесчаные sublittorali, 4 — глинисто-алевритовые приморских озер и межконусных зон дельтово-приустьевое мелководья, 5 — алеврито-глинистые открытого морского мелководья, 6 — угленосные приморских затишных зон заболачивания

3. Алеврито-глинистые, реже алеврито-песчаные осадки подвижных и слабо подвижных участков, удаленных от побережья зон открытого морского мелководья, в том числе отмелей (МУ).

Макроциклы геткилнинской свиты, сложенные этими тремя макрофашиями, относятся к неполным или полным трансгрессивным морского и прибрежно-морского типа (см. рис. 2, г, д, е).

Макроциклы весьма подвижной верхней зоны литорали и дельтово-приустьевое мелководья образуют кровлю геткилнинской свиты и представлены песчаными отложениями фаши активной прибрежной зоны (макрофашия МП). Они представляют горизонты сравнительно однородных мелкозернистых песчаников мощностью до 10 м, залегающих на нижележащих породах с отчетливым эрозионным контактом. В основании горизонтов присутствуют гравий и единичные гальки. Слоистость песчаников косая разнонаправленная. Мощность косых серий до 0,5 м. Песчаники обогащены углистым детритом, глинистыми катунами, разноориентированными битыми створками моллюсков. Мощность циклов к верхам свиты снижается от 20–30 до 3–5 м. Обычно они имеют незавершенный профиль только с нижней трансгрессивной ветвью, характеризую лавинные выносы

песчаного материала с берега потоками, формировавшими мощные песчаные толщи, которые относятся к центральным частям аллювиально-дельтовых выносов, переработанным в приливно-отливной зоне литорали (рис. 2, г).

Макроциклы подвижной зоны открытого шельфа выделены в низах геткилнинской свиты. Они сложены песчано-алевритовыми отложениями макрофации ММ. В основании циклов со слабым эрозионным контактом залегают песчаники с косоволнистой слоистостью, которые выше переходят в преобладающие более тонкие глинисто-алевритовые отложения, составляющие основной объем цикла. Включения крупнофрагментарного и тонкорассеянного углистого детрита, крупных обугленных обломков стволов и веток деревьев, сидеритовые стяжения, ходы илоядных, редкие створки солоноватоводных моллюсков свидетельствуют о фациях межконусных участков на общем фоне обстановок кратковременных фэновых выносов песчаного материала непостоянными мигрирующими потоками, достигавшими удаленных от берега частей шельфа, вероятно, в зоне сублиторали. Мощность циклов не превышает 10 м (рис. 2, д).

Макроциклы слабо подвижных участков открытого мелководного моря имеют незавершенный профиль, слагают среднюю часть свиты и представлены песчано-алеврито-глинистыми сортированными осадками фаций МУ. Включения тонкого углистого детрита, остатков раковин тонкостенных гастропод, одиночных кораллов, сидеритовых стяжений подтверждают мало подвижные обстановки открытой мелководной морской седиментации, прерываемой кратковременными выносами песчаного материала в виде маломощных обширных шлейфов боковых частей дельт. В основании циклов, слагающих макроциклы этого типа, залегают прослой хорошо сортированного песчаника или алевролита мощностью 1,5–2 м, который выше сменяется аргиллитом. В песчаниках отмечается тонкая слабо контрастная горизонтально-волнистая слоистость. Мощность двучленных циклов обычно 40–50 м (рис. 2, е). Распределение по разрезу рассмотренных типов циклов в целом подчеркивает направленную смену ландшафтов в палеоцене во время отложения геткилнинской свиты, вероятно, обусловленную начавшейся проградацией дельтовых комплексов на фоне трансгрессии.

Согласно лежанию на морских отложениях геткилнинской свиты более грубые вулканогенно-терригенные угленосные комплексы камчикской и ткаправаямской свит, датируемых от палеоцена до среднего эоцена, отличаются иным литолого-фациальным составом, присутствием продуктов синхронного базальтоидного вулканизма и более контрастным циклическим строением. Мощность их достигает 3000 м.

Для этих свит, объединенных относительной общностью субконтинентального осадконакопления, характерен набор из отложений четырех макрофаций:

1. Песчано-гравийно-галечные центральных частей конусов

сильно подвижного приустьевого аллювия (АП).

2. Песчано-глинисто-алевритовые межконусных частей зоны подвижного приустьевого аллювия (АД).

3. Песчано-алеврито-глинистые озера аллювиально-дельтовых приморских равнин (ОВ).

4. Алеврито-глинистые и угленосные заболачивающихся озер и зарастающих болот аллювиально-дельтовых приморских равнин (ОЗ).

Эти макрофации слагают два типа макроциклов.

Макроциклы подвижной прибрежной части приустьевого аллювия представлены в основании камчатской свиты трансгрессивным набором пород. Базальные гравийные песчаники с "плавающей" галькой (фации АП) залегают со слабым размывом на лежащих ниже породах. Выше они сменяются переслаиванием песчаников и алевролитов с линзами гравелитов, ходами илоедов, остатками солоноватоводных двустворок и гастропод и мелким углистым детритом (макрофации АД, ОЗ и ОВ). Циклы представлены в основном нижней трансгрессивной ветвью мощностью 15–100 м (рис. 2, ж). Они характеризуют седиментационную зону перехода от обстановок прибрежной весьма подвижной части литорали к обстановкам центральных частей конусов выноса аллювиально-дельтовых побережных равнин.

Макроциклы межконусных участков приустьевого аллювия наиболее представительны для основного объема камчатской свиты (см. рис. 2, з). Они сложены трансгрессивным набором пород мощных грубопесчаных базальных отложений с галькой, слоистость крупная косая потокового типа, залегают на нижележащих осадочных слоях с размывом (АП); выше постепенно сменяются толщей переслаивания песчаников с линзовидно-волнистой слоистостью и алевролитов с линзами гравелитов либо мелкозернистыми хорошо сортированными песчаниками мощностью до 50 м (АД). Циклы заканчиваются обычно маломощными глинистыми отложениями, часто с пластинами угля мощностью до 0,5 м в кровле (ОВ и ОЗ). Угольные пластины не имеют почвенных горизонтов, кровля их обычно ровная без размывов. Для этих макроциклов характерны ходы илоедов; обилие углистого детрита, линзы витрена и сидеритовые стяжения. Чем выше по разрезу, тем строение циклов выглядит более завершенным. В циклах полного профиля мощностью 50–60 м преобладают алевролиты и аргиллиты часто углистые, с тонкими пропластками угля в средней части. Эти макроциклы по строению и составу напоминают аллювиально-озерно-болотные отложения. Остатки крупных солоноватоводных моллюсков, тесная пространственная связь отложений с морскими фациями подвижной зоны литорали и отсутствие почвенных горизонтов под угольными пластинами свидетельствуют о более морской обстановке их образования. Эта особенность вообще характерна для угленосных отложений Западной Камчатки, вероятно, из-за отсутствия оптимальных условий компенсации приморских речных

долин перед заболачиванием. Кластогенный материал и растительная органика накапливались практически непрерывно с моментами тектонической стабилизации на фоне лавинного фэнового осадконакопления. При этом не успевали формироваться настоящие почвенные горизонты, и растительная органика накапливалась в основном автохтонно-аллохтонным путем. Такой тип углеобразования приходится признать главенствующим в кайнозойских отложениях Западной Камчатки.

Ткаправаямская свита, венчающая разрез палеогеновых отложений, имеет еще более контрастное циклическое строение, чем камчатская свита. Мощность макроциклов в ней снижается до 20–50 м, при уменьшении общей угленасыщенности. Циклы имеют более континентальный аллювиально-пролювиальный генезис (рис. 2, и, 4). Преобладающие здесь песчаники содержат обильные плохо сортированные остатки высшей растительности, обломки пресноводных двустворок и крупные углефицированные пни деревьев, захороненные после недалекого переноса комлем вниз. Состав песчаников меняется от кварц-граувакковых в геткилининской свите до чисто граувакковых в ткаправаямской, что можно связать с геодинамической активностью и формированием конседиментационных структур в палеоцене—эоцене. Вследствие этого усилилась контрастность строения разреза свиты.

В целом рассмотренный типовой разрез палеоцен-эоценовых отложений в районе бухты Чемурнаут отражает крупный мегацикл направленного трехэтапного развития бассейна осадконакопления в зоне перехода от материковой окраины к эпиконтинентальному или окраинному морю. При этом основная роль принадлежала прибрежно-морской и аллювиально-дельтовой лавинной седиментации фэнового типа первого уровня в условиях проградации дельтового комплекса [Лисицын, 1988].

Средняя скорость осадконакопления, подсчитанная для условий образования всей чемурнаутской серии, при фиксированной мощности 3000 м и временном интервале от позднего мела (60 млн лет) до позднего эоцена (40 млн лет) составляет 150 мм за 1000 лет. Эта цифра соответствует скоростям осадконакопления в области шельфа в зоне перехода от первого ко второму уровню лавинной седиментации [Лисицын, 1988].

Три макроцикла, составляющие серию, или осадочную формацию, — результат характерных этапов геодинамического развития конседиментационной структуры от ее активизации, прогибания и последующей трансгрессии к стабилизации и регрессии при усиленной проградации дельт (см. рис. 4). Основное осадконакопление в то время было сосредоточено в пределах субмеридионального Западно-Камчатского прогиба, вероятно, типа задугового бассейна, открывавшегося к западу, в сторону палеоохотского шельфа. Он был резко ограничен с востока Центрально-Камчатским поднятием, сложенным в основном метаморфическими и вулканогенно-осадочными

комплексами верхнего мела. Они скорее всего служили источником питания рассматриваемого осадочного бассейна. Существование этого источника в палеогене не вызывает сомнений, так как он сложен кремнисто-эффузивной ирунейской свитой, обломочный материал которой составляет основной объем грубых осадков серии, особенно в верхней ее части (обломки эффузивов, разнообразных яшм, кремнистых сланцев и т.д.). Однако данные о составе песчаников геткилнинской свиты со значительным содержанием кварца (до 30 %), калиевых полевых шпатов и микроклина (до 10 %) входят в противоречие с составом пород центральнокамчатских поднятий, где преобладают породы основного и среднего состава. В то же время гранитные массивы занимают значительное место в геологическом строении Западно-Охотского побережья (п-ов Елистратова, мыс Тайгонос), отстоящих в современных структурах на 30–60 км к западу от Западно-Камчатского прогиба. Это расстояние вряд ли могло служить препятствием для транспортировки песчаного материала с материка на юго-восток для накопления в рассматриваемом бассейне, особенно в начальные этапы в date-палеоцене. Подтверждение этой точки зрения можно найти в работах В.И.Копорулина и др. [Копорулин, Вознесенский, 1969; Копорулин, 1992]. На приводимых этими авторами палеогеографических схемах показан в позднем мелу мощный вынос дельтами грубого материала к юго-востоку. Этот материал достигал границ нашего бассейна в виде тонкопесчаной разности, которая отмечается в составе геткилнинской и камчикской свит.

Рассмотренные данные исследований позволяют выявить общие закономерности осадконакопления разновозрастных и разнотипных внутриконтинентальных и окраинно-континентальных терригенных молассовых угленосных формаций, характеризующих эпиконтинентальные бассейны осадконакопления.

1. Литолого-фациальный состав описанных типов формаций определяется в обоих случаях абсолютным преобладанием терригенных отложений с высокими скоростями и активной динамикой фэнового осадконакопления в условиях гумидного климата. В этих условиях в три этапа сформировались циклично построенные кластогенные породные ассоциации, имеющие дифференцированный контрастный состав, что подтверждает динамичные палеотектонические и палеоландшафтные обстановки осадконакопления, соответствующие второму тектоно-полимиктовому уровню формирования песчаных пород по классификации В.Д.Шутова [1967].

2. Эти терригенные комплексы, как показывает приведенное сравнение, могли накапливаться лавинным путем в условиях контрастного конседиментационного рельефа на границах раздела областей денудации и аккумуляции в любых частях континентальных блоков.

Для юрских внутриконтинентальных компенсированных рифтогенных бассейнов Монголии, вероятно унаследованных с поздней перми, эта разница высот достигала первых сотен метров, будучи

соизмерима с уровнем современных межгорных прогибов, что подтверждается контрастным по размерности набором пород от валунных конгломератов до глин и углей. В окраинно-континентальных компенсированных бассейнах перепад указанных высот был, вероятно, на порядок ниже, судя по менее контрастному составу песчаных осадков, типичных для современных бассейновых аналогов [Лисицын, 1988].

3. Активная гидродинамика, высокие скорости осадконакопления и, как результат, аномально высокие мощности для платформенных формаций характерны для лавинной разгрузки терригенного материала при сравнительно коротких путях его переноса в виде разнотипных по генезису, но сходных по механизму формирования фэновых образований: от делювиально-пролювиальных грубообломочных, плосколопастных и плейново-озерных, до тонкотерригенных дельтовых и, наконец, зон литорали и сублиторали.

4. Разнообразная угленосность в виде тонких, средних и преобладающих мощных угольных пластов генетически тесно увязывается в обеих разнотипных рассмотренных формациях с обстановками осадко- и торфонакопления на фоне лавинной седиментации. Тонкие и средней мощности пласты угля были приурочены к стадии компенсации и выравнивания ландшафтов рифтогенных и наложенных прогибов и приморских равнин. Мощные и сверхмощные пласты формировались в затишных межлопастных присклоновых участках долин или межконусных тиховодных зон приморских аллювиально-дельтовых равнин. Неотъемлемым признаком рассмотренных формаций и бассейнов является высокая концентрация растительной органики в виде угольных пластов, обильного тонко- и крупнофрагментарного углистого детрита, которые могут рассматриваться как потенциальные нефте- и газопроизводящие источники, пространственно тесно связанные с нефтегазоносными бассейнами фэнового типа.

5. Рассмотренные типы эпиконтинентальных осадочных формаций и бассейнов, сложенных полифациальными комплексами терригенных отложений, позволили выделить соответствующие модели эпиконтинентальных бассейнов осадконакопления и углеобразования в различных палеоструктурно-ландшафтных зонах, характеризующихся фэновой лавинной седиментацией.

Литература

Аллен Ф. А., Коллинсон Дж. Д. Озера // Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 1. С. 85–122.

Копорулин В. И. Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока России. М.: Наука, 1992. 157 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 480).

Копорулин В. И., Вознесенский А. И. Некоторые черты литологии верхнемеловых отложений побережья Пенжинской губы // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 6. С. 65–77.

Лидер М. Р. Седиментология. М.: Мир, 1986. 439 с.

Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.

Нагибина М.С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития // Геотектоника. 1970. N 6. С. 26–32.

Полянский Б.В., Бадамгараев Ж. Фэновые комплексы юрских континентальных бассейнов Западной Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1992. N 5. С. 133–139.

Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. 234 с. (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспедиции; Вып. 13).

Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 457 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 197, т.1).

Тимофеев П.П. Роль литологии в развитии геологической науки // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 17–25.

Хашн В.Е., Соколов Б.А. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы // Геол. журн. 1991. N 5. С. 3–12.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. N 5. С. 86–103.

А.К.Худолей, Г.А.Гурьев

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ФЛИШОИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРБОНА—ПЕРМИ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Флишоидный позднепалеозойско-мезозойский верхоянский комплекс Верхояно-Чукотской складчато-надвиговой области составляет один из наиболее крупных в мире бассейнов терригенного осадконакопления. Его литология и обстановки осадконакопления описаны во многих работах [Парфенов, 1984; Япаскurt, 1989; и др.].

Большинство исследований, однако, проводилось на западе и востоке Верхоянья, тогда как в его южной части детальному обсуждению подверглись лишь отдельные частные вопросы (рис. 1) [Белозерцева, Силичев, 1978]. Настоящая работа призвана хотя бы частично восполнить этот пробел. Ее практическая значимость определяется тем, что нижнепермские толщи содержат золоторудные объекты, которые по седиментологическим характеристикам вмещающих отложений и типам рудоконтролирующих структур сходны с золоторудными объектами сланцевого пояса Балларэт в Австралии и серии Мергума в Аппалачах Канады [Turbidite-hosted..., 1986]. Кроме результатов собственных наблюдений и литературных источников, нами использованы данные, полученные геологами ПГО "Якутскгеология" и НПО "Аэрогеология" при геологосъемочных работах.

По современным представлениям, верхоянский комплекс Южного Верхоянья начинается с карбонатных флишоедов верхнего турне-среднего визе (куранахская свита), подробно рассмотренных нами ранее [Гурьев, Худолей, 1990; Худолей, Гурьев, Зубарева, 1991]. Стратиграфическое расчленение вышележащих толщ было разработано Б.С.Абрамовым и А.Г.Григорьевой [1983, 1988]. Однако в результате структурных и палеонтологических исследований В.Г.Ганелина и Г.А.Гурьева было установлено чешуйчато-надвиговое строение стратотипической местности, что требует пересмотра местной

Согласно этим моделями выделяется 7 классов фаций, каждый из которых разделяется на две группы: упорядоченного и неупорядоченного строения (рис. 2, А). Группы разбиваются на фации, формирование которых приурочено к определенным условиям [Стоу, 1990; Pickering, Stow, Watson, Hiscott, 1986].

Литологические ассоциации и их характеристики

Отложения карбона и нижней перми представлены в основном тонкоритмичными терригенными породами, разделяемыми нами на три группы, с редкими органогенно-обломочными известняками, слагающими тела линзовидной формы. К первой группе терригенных пород относятся крупнозернистые алевролиты — среднезернистые песчаники от кварцевого до субаркозового состава, причем кварцевые разности тяготеют к нижней части разреза, а субаркозовые — к верхней. Для них характерны плохая окатанность (хотя редкие зерна имеют правильную округлую форму) и средняя до хорошей сортировка по размеру обломочной фракции. Обломочные зерна нередко образуют каркас породы; цемент преимущественно глинисто-слюдистого состава, обычно пленочный или заполнения пор и лишь изредка переходит в базальный. Вторая группа пород представлена аргиллитами, состоящими из глинисто-углистого, реже известково-глинистого вещества с редкими хаотично разбросанными кварцевыми зернами. Третья группа пород занимает промежуточное положение между двумя первыми и выделяется нами под названием "алевроаргиллиты". Для них характерно высокое содержание цемента (более 40% от всей породы), в котором свободно плавают обломочные зерна, нигде не образующие жесткого каркаса. Состав обломочной фракции аналогичен составу близких по размеру зерен алевролитов и песчаников. Иногда наблюдается слабая предпочтительная ориентировка длинных осей обломочных зерен параллельно слоистости. Большинство исследователей включают породы этой группы в состав алевролитов, что, по-видимому, неправильно, так как формирование алевролитов и алевроаргиллитов связано с деятельностью механизмов осадконакопления [Абрамов, Григорьева, 1983, 1988; Коростелев, 1982; и др.].

На основе различных соотношений вышеупомянутых групп пород к северу от р.Аллах-Юнь нами выделено 7 литологических ассоциаций, краткая характеристика которых приведена ниже.

Горизонтальнослоистые алевролиты и аргиллиты широко распространены в средней и особенно в нижней частях рассматриваемого разреза; в отложениях перми они наблюдаются редко. В обломочной фракции доминирует кварцевый материал. Преобладают темно-серые до черных алевроаргиллиты и аргиллиты и светло-серые алевролиты, реже — мелкозернистые песчаники, слагающие ритмы Боума вида $T_{\text{сде}}$ и $T_{\text{до}}$ мощностью 2–5 см, иногда до 7–10 см. Контакты слоев внутри ритмов обычно слабоволнистые или ровные. В под-

разделении T_c ритма Боума наблюдается неотчетливая тонкая волнистость или пологая косая слоистость. Породы такого типа характеризуют фазию D2.3 и отлагаются в результате деятельности турбидных потоков низкой плотности. Локально развитые подводно-оползневые текстуры свидетельствуют о наличии отложений фации F2.1 [Стоу, 1990; Pickering, Stow, Watson, Hiscott, 1986]. Породы рассматриваемой ассоциации образуют пачки мощностью не более нескольких десятков метров и хорошо прослеживаются по простиранию.

Линзовиднослоистые алевролиты и аргиллиты встречаются в тех же частях разреза, что и горизонтальнослоистые алевролиты и аргиллиты, но распространены меньше последних. Породы обеих ассоциаций имеют сходный состав, но в рассматриваемой ассоциации слоистость обусловлена широким распространением линзовых тел алевролитов и песчаников. Мощность отдельных линз обычно не более 0,5–1 см при протяженности не более 8–12 см. Широко развита микроскопическая однонаправленная косая слоистость, локально отмечаются знаки ряби течения.

Согласно классификации К.Пикеринга и других, рассматриваемые отложения наиболее сходны с фацией D1.3, образование которой связано скорее всего с перемывом мелкозернистых турбидитов течениями, действовавшими длительный период времени [Стоу, 1990; Pickering, Stow, Watson, Hiscott, 1986]. Поскольку осадки накапливались достаточно быстро, то последующие биотурбации не привели к их гомогенизации. Породы ассоциации образуют пачки мощностью от первых до десятков метров и хорошо прослеживаются по простиранию.

Градационнослоистые алевролиты и аргиллиты наиболее отчетливо проявлены в нижней части разреза, а алевроаргиллиты с неотчетливой градационной слоистостью встречаются повсеместно. Наблюдалась только прямая градационная слоистость. Породы рассматриваемой ассоциации имеют два ранга текстур — макроскопическую и микроскопическую градационно слоистые. В обоих случаях в обломочной фракции доминирует кварцевый материал.

Макроскопические градационные слои встречаются редко и содержат обломочные зерна песчаной размерности. Они слагают подразделение T_c ритмов Боума (фазия C2.2), мощность которых достигает 20–25 см. Микроскопические градационные слои имеют мощность не более 0,5 см, чаще 1–2 мм и слагают нижние части ритмов Пайпера, типичные для фации D2.1. Нижние контакты градационных слоев нередко содержат следы размыва и внедрения в постилающие глинистые породы. Градационнослоистые алевролиты и аргиллиты накапливались под действием турбидных потоков высокой (фазия C2.2) или низкой (фации D2.1) плотности [Стоу, 1990; Pickering, Stow, Watson, Hiscott, 1986]. Пачки пород рассматриваемой ассоциации имеют мощность от нескольких сантиметров до десятков метров и отличаются хорошей выдержанностью по простиранию.

Стуцково-комковатые и неотчетливослоистые алевроаргиллиты широко распространены по всему разрезу. В составе ассоциации доминируют алевроаргиллиты, хотя в незначительных количествах присутствуют и другие типы терригенных пород. Стуцково-комковатый облик пород обусловлен неравномерным распределением песчаного и алевролитового материала, локально образующего фрагменты слоев. Характерная особенность — отсутствие отчетливых границ, все контакты постепенные. Широко развиты разнообразные текстуры внедрения более плотного осадка в еще нелигифицированный менее плотный. Слоистость проявлена слабо, но положение поверхностей напластования иногда угадывается по закономерной ориентировке песчано-алевритовых включений. Такие текстуры характеризуют фацию D1.1, которая формировалась при быстром выпадении осадка из высокоплотного турбидного или разжиженного обломочного потоков [Стоу, 1990; Pickering, Stow, Watson, Hiscott, 1986]. Гомогенизация осадка могла быть вызвана и деятельностью жидкотекучих (fluidised flow) потоков [Howell, Normark, 1982]. Формирование части отложений, возможно, связано с подводно-оползневыми процессами, что типично для фаций группы F2. Мощность пачек пород рассматриваемой ассоциации, вероятно, достигает сотен метров, но чаще составляет первые десятки метров. Породы этой ассоциации менее выдержаны по простиранию, чем породы описанной выше ассоциации.

Однородные аргиллиты встречаются по всему разрезу, но характерны только для его верхней (нижнепермской) части. Это однородные аргиллиты без признаков слоистости, в которых локально отмечается изобилие конкреций пирит-марказитового состава. Мощность пачек однородных аргиллитов, вероятно, может достигать 100 м. Сравнение со шкалой фаций К.Пикеринга и других показывает, что наибольшее сходство с ассоциацией однородных аргиллитов имеет фация E1.1, формирование которой может быть связано как с действием турбидных потоков, так и с перемывом гемипелагических осадков (фации класса б) глубоководными течениями [Стоу, 1990; Pickering, Stow, Watson, Hiscott, 1986].

Массивные песчаники наблюдаются только в отложениях пермского возраста, имеют субаркозовый состав. Доминируют массивные текстуры, хотя в нижней части пластов иногда наблюдается косая слоистость и присутствуют уплощенные обломки подстилающих аргиллитов. Контакты песчаников резкие и отчетливые. В подошвах фиксируется (по крайней мере, локально) размыв подстилающих пород. Мощность пластов обычно не превышает 12–15 м. Благодаря устойчивости к выветриванию песчаники легко картируются и служат местными маркирующими горизонтами. Они слагают шнурковые тела и прослеживаются на сотни метров—первые километры, а в исключительных случаях — на несколько десятков километров.

Происхождение песчаников не вполне ясно. Они принадлежат к группе фаций В1, образование которых могло быть связано с деятель-

ностью как высокоплотных турбидных или жидкотекучих потоков, так и с глубоководными течениями [Stow, 1990; Howell, Normark, 1982; Pickering, Stow, Watson, Hiscott, 1986].

Хаотические комплексы занимают намного меньший объем, чем описанные выше ассоциации, но встречаются по всему разрезу верхоянского комплекса. Выделяются два типа этих комплексов.

Первый тип представлен диамиктитами и детально описан Н.В.Белозерцевой и М.К.Силичевым [1978]. Для него характерно обилие обломков различной степени окатанности местного происхождения, хотя присутствуют магматические породы кислого состава и гнейсы. Обломки хаотично рассеяны в тонкозернистом матриксе и являются типичными представителями отложений группы фракций F1 [Pickering, Stow, Watson, Hiscott, 1986], формирование которых, по-видимому, связано со скольжением вещества по подводному склону или с обломочными потоками.

Второй тип характеризуется однообразным составом обломков, среди которых доминируют органогенно-обломочные известняки, реже песчаники. Размер обломков от сантиметров до сотен метров, они удалены друг от друга на значительные расстояния и, судя по определением микрофауны, несколько древнее вмещающих толщ. Первоначально нами предполагалось, что формирование этого типа хаотических комплексов связано с деятельностью высокоплотных гравитационных потоков [Гурьев, Худолей, 1990]. Однако последующие наблюдения Г.А.Гурьева и В.Г.Ганелина показали их высокую степень деформированности и приуроченность к зонам разломов, что позволяет рассматривать их и как зоны меланжа вдоль крупных надвигов.

Отложения верхней перми детально нами не изучались. Хотя в них могут быть выделены все перечисленные ассоциации, они существенно отличаются от нижележащих толщ широким распространением песчаников полимиктового состава [Абрамов, Григорьева, 1988; Коростелев, 1982]. Песчаники составляют мощные хорошо выдержанные по простиранию пачки, нередко содержат знаки ряби и косую слоистость, локально в них присутствуют остатки флоры. Судя по набору текстур, они сходны с отложениями мелководной дельты [Эллиотт, 1990] и вместе со вмещающими их более глубоководными осадками образуют комплекс проградирующей дельты.

Модель бассейна осадконакопления

Итак, в рассматриваемой части разреза верхоянского комплекса выделяются отложения шести классов фаций (B, C, D, E, F, G), в формировании которых главную роль играли турбидные потоки различной плотности, хотя в отдельные периоды времени важное значение могли иметь обломочные и жидкотекучие потоки, устойчивые течения и гемипелагическое осадконакопление. Набор классов фаций в отложениях нижней перми в целом сходен с наблюдаемым в средней части конуса выноса, а набор классов фаций в отложениях

карбона близок к известному в нижней или нижней-средней частях конуса выноса (см. рис. 2). Основное отличие от классической схемы состоит в незначительной роли фаций класса С при доминирующем значении фации класса D. Осадки, принадлежащие к этим классам фаций, слагают основную часть осадочных лопастей в нижней части конуса выноса [Howell, Normark, 1982], причем резкое преобладание класса D над классом С наблюдается в современном конусе выноса Миссисипи и не характерно для древних конусов выноса [Shanmugam, Moiola, McPherson, O'Connell, 1988]. Фиксируемая в нижнепермских отложениях ассоциация классов фаций В и Е типична для нижней и средней частей конуса выноса с обилием подводных каналов [Howell, Normark, 1982; Shanmugam, Moiola, McPherson, O'Connell, 1988], но может формироваться и под действием донных (контурных) течений [Стоу, 1990; Pickering, Stow, Watson, Hiscott, 1986]. Однако значительные мощности (не менее 800 м) при сравнительно небольшом времени осадконакопления (не более 15 млн лет) свидетельствуют в пользу первой точки зрения. В целом увеличение содержания грубозернистого материала вверх по разрезу и наличие мощных пачек песчаников дельтового происхождения и в отложениях верхней перми делают разрез верхнего палеозоя Южного Верхоянья весьма сходным с идеализированным разрезом проградирующего конуса выноса [Стоу, 1990; Pickering, Stow, Watson, Hiscott, 1986].

Согласно фациальному профилю, дельта проградировала с юга на север, и к концу перми дельтовые обстановки преобладали по всей территории Южного Верхоянья (рис. 3). При интерпретации рис. 3 следует учитывать, что на нем изображены современные мощности отложений. Однако различная степень уменьшения объема при литификации и тектонической деформации аргиллитов, алевролитов и песчаников повлияла на то, что наблюдаемая в настоящее время мощность пластов существенно зависит от содержания этих пород в первичном осадке. Вероятно, именно дифференциальное уплотнение пород и связанное с этим прогибание обусловили появление впадины в богатой песчаниками южной части региона (примерно в бассейне р. Юдомы), фиксируемой в левой части профиля. При введении соответствующих поправок амплитуда профиля прогибания постепенно увеличивается к северу, в направлении расширения впадины.

По-видимому, по этой же причине осадочная лопасть более или менее определенно распознается на рис. 3 только в преимущественно песчаниковых отложениях верхней перми, тогда как в латерально неоднородных значительно более глинистых толщах карбона — нижней перми осадочные лопасти не выделяются. Усиленная проградация дельты в пермское время соответствует данным о тесной связи уровня моря с процессами формирования конусов выноса, так как в перми отмечается весьма низкий уровень воды в Мировом океане [Shanmugam, Moiola, 1982].

Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что в карбоне — перми Южное Верхоянье представляло собой дельту крупной

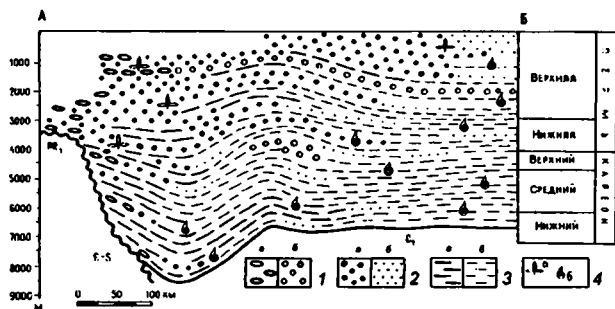


Рис. 3. Фациальный профиль по линии А-В (см. рис. 1)

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты, аргиллиты. Для 1-3: а — дельтовые отложения, б — отложения гравитационных потоков; 4 — ископаемые остатки: а — флора, б — фауна

реки, которая в северном направлении переходила в подводный конус выноса. Если учесть, что в ходе мезозойской складчатости ширина Южного Верхоянья сократилась примерно в два раза [Прокопьев, 1989], то его первоначальная ширина оценивается примерно в 300 км при длине около 500 км, что близко к размерам современного конуса выноса р. Миссисипи (рис. 4). При составлении палеогеографических схем на рис. 4, Б и 4, В учитывались данные о падении уровня океана в поздней перми [Shanmugam, Moicla, 1982]. В пользу сравнения рассматриваемых систем дельт и подводных конусов выноса свидетельствует и набор классов фаций, о чем уже упоминалось выше. Так как верхняя часть конуса выноса р. Миссисипи располагается между изобатами 1200 и 2400 м, ее средняя часть погружается до 3100 м, а граница распространения осадков нижней части конуса выноса близка к 3500 м, то эти цифры могут служить грубой оценкой батиметрических глубин соответствующих подразделений и для конусов выноса Южного Верхоянья [Vouma, Stelting, Coleman, 1985]. Судя по расположению фациальных подразделений (рис. 4, Б, В) река в позднем палеозое впадала в морской бассейн с юга.

Сходство с дельтой и конусом выноса р. Миссисипи предполагает, что выделяемая нами позднепалеозойская река имела и близкую по размеру питающую провинцию, находившуюся на значительном удалении от устья и поставлявшую главным образом мелкозернистый материал. Источники сноса столь значительного объема терригенного материала к югу или юго-востоку от Южного Верхоянья отсутствуют, по-видимому, река текла со стороны Сибирской платформы. В то же время обилие грубозернистого материала в наиболее южных и восточных разрезах верхнего палеозоя свидетельствует, что конгломераты и некоторая часть песчаников имеют местное происхождение. Одновременно с проградацией дельты в северном направлении некоторая часть обломочного материала поступала с запада, где вдоль западной границы выходов верхоянского комплекса в

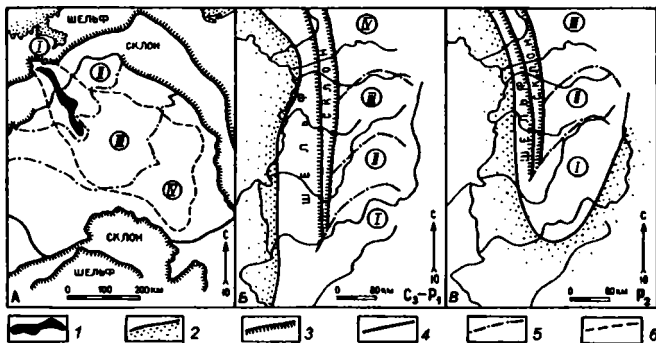


Рис. 4. Строение конусов выноса

А — Миссисипи (по: [Voima et al., 1985]); Б, В — Южного Верхоянья. I — эрозионный канал; 2–6 — границы: 2 — суши, 3 — шельфа, склона, 4 — распространения осадков конуса выноса, 5 — подразделений конуса выноса, 6 — современной лопасти. I — дельта; II–IV — части конуса выноса: II — верхняя, III — средняя, IV — нижняя

его нижней части распознаются обстановки типа склонового шлейфа [Гурьев, Худолей, 1990]. К концу пермского времени практически весь бассейн осадконакопления был заполнен дельтовыми отложениями (см. рис. 3).

Аналогичные речные системы уже были описаны в отложениях верхоянского комплекса [Япаскурт, 1989]. Источники обломочного материала находились на западе, в пределах Сибирской платформы, что подтверждается закономерным уменьшением зернистости разновозрастных толщ в восточном направлении [Парфенов, 1984]. Выделенная нами система устье реки—дельта—подводный конус выноса логично вписывается в уже установленные дельтовые системы верхоянского комплекса. Их основные особенности — огромные объемы привнесенного обломочного материала и размеры в сотни километров — свидетельствуют, что они развивались на зрелой пассивной окраине типа современной окраины Северной Америки у Атлантического океана [Shanmugam, Moiola, McPherson, O'Connell, 1988; Парфенов, 1984].

Литература

- Абрамов Б.С., Григорьева А.Г. Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. М.: Наука, 1983. 166 с.
- Абрамов Б.С., Григорьева А.Г. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. М.: Наука, 1988. 208 с.
- Белозерцева Н.В., Силчев М.К. К генезису верхнепермских тиллитовидных пород Южно-Верхоянского синклинали // Литология и полез. ископаемые. 1978. N 3. С. 152–159.
- Гурьев Г., Худолей А.К. Позднепалеозойская лавинная седиментация Южного Верхоянья // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан, 1990. С. 59–62.
- Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1982. 217 с.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск, 1989. 128 с.

Стоу Д.А.В. Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т.2. С. 141–194.

Худолей А.К., Гурьев Г.А., Зубарева Е.А. Отложения плотностных потоков в карбонатном комплексе Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Литология и полез. ископаемые. 1991. N 5. С. 106–116.

Эллиотт Т. Дельты // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т.1. С. 144–191.

Япаскурт О.В. Литогенез в осадочных бассейнах миегеосинклиналей. М.: МГУ, 1989. 151 с.

Bouma A.H., Stelling C.E., Coleman J.M. Missisipi fan, Gulf of Mexico // Submarine fans and related turbidite systems. New York: Springer-Verlag, 1985. P. 143–150.

Howell D.G., Normark W.R. Sedimentology of submarine fans // Sandstone depositional environments. AAPG Memoir 31, 1982. P. 365–404.

Pickering K.T., Stow D.A.V., Watson M.P., Hiscott R.N. Deepwater facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments // Earth-Science Rev. 1986. Vol. 23, N 2. P. 75–174.

Shanmugam G., Muiola R.J. Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites // Geology. 1982. Vol. 10, N 2. P. 231–235.

Shanmugam G., Muiola R.J., McPherson J.G., O'Connell S. Comparison of turbidite facies associations in modern passive margin Missisipi fan with ancient active-margin fans // Sedimentary Geology. 1988. Vol. 58, N 1/2. P. 63–77.

Turbidite-hosted gold deposits / Eds. J.D.Keppie, R.W.Boyle, S.J.Haynes. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 32. 1986. 186 p.

М.И.Тучкова, Ю.В.Макаров

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В РАННЕ-СРЕДНЕЮРСКОМ ОСАДОЧНОМ БАСЕЙНЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Геологическое строение Большого Кавказа, его структурно-тектоническое положение и эволюция привлекают постоянное внимание многих геологов. С распространением идей мобилизма и расчлененности литосферных плит появляется ряд новых представлений и гипотез о геодинамических преобразованиях рассматриваемого сегмента земной коры [Адамия, 1968, 1989; Гамкрелидзе, 1984; Зоненшайн, Пишон, 1987; Казьмин, Сборщиков, 1989; Ломизе, 1984; Лордкипанидзе, Адамия, Асанидзе, 1984]. Этими исследователями отмечается, что возникшая деструкция палеозойской коры в раннеюрское время привела к образованию обширного морского бассейна в районе Большого Кавказа с океанической или сильно утоненной континентальной корой. Его центральная часть трассируется отложениями офиолитовой ассоциации Вардара, Анатолии и Малого Кавказа. По периферии этого обширного бассейна существовала система сложно построенных гетерогенных осадочных бассейнов, характеризующихся специфическими чертами развития, которые отражают общую тенденцию эволюции Мезотетиса. В связи с этим решалась задача комплексного изучения и воссоздания юрских седиментационных и

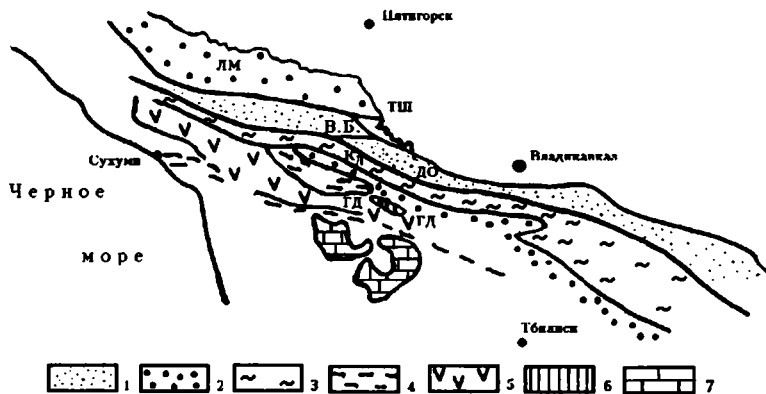


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования Кавказа по данным Д.И.Панова и А.И.Гушина [Адамия, 1989]

1 — переходная зона между Скифской плитой и геосинклиналью Большого Кавказа (ТШ — Тырныаузская шовная зона, В.Б. — Восточнобалкарская зона) и северный борт геосинклинали (ДО — Дигоро-Осетинская зона); 2 — эпигерцидская Скифская плита (ЛМ — Лабино-Малкинская зона); 3, 4 — геосинклиналь Большого Кавказа в ранней юре и аялене: 3 — северное обрамление осевого трога (КЛ — Казбегско-Лагодехская зона), 4 — южное обрамление осевого трога (Сванетская зона); 5, 6 — южный борт геосинклинали (ГД — Гагрско-Джавская зона); 7 — Закавказский срединный массив

эпигенетических процессов в бассейне южного склона Большого Кавказа и прилегающих территорий, входящих в систему северных окраинных морей Мезотетиса и охватывающих Горный Крым, Большой Балхан, Копетдаг, Тянь-Шань и др.

Раннеальпийское осадконакопление ознаменовалось значительными изменениями в эволюции этого бассейна седиментации. В работе рассматриваются основные закономерности изменения геоструктурного положения областей седиментации в ранне-среднеюрское время на основе изучения литологического и фациального облика отложений, их минерального состава во взаимосвязи с разномаштабными циклическими событиями.

Ниже-среднеюрские терригенные и карбонатно-терригенные комплексы исследовались в пределах пяти структурно-формационных зон: Лабино-Малкинской, Восточнобалкарской, Дигоро-Осетинской, Казбегско-Лагодехской и Гагрско-Джавской (рис. 1). Положение изученных разрезов показано на рис. 2.

Отложения синемюрского возраста наиболее достоверно установлены в Дигоро-Осетинской (бассейн рек Фиагдон, Урух) и Казбегско-Лагодехской (верховья р.Домбарула, р. Риони—ледник Эдена, р.Зопхито—балка Часахтоми) структурно-фациальных зонах. Они представлены галечниками и гравелитами, трансгрессивно налегающими на палеозойское основание. Породы, как правило, плохо сортированы, имеют нормальную (разрезы 143 и 129) или инверсионную (разрезы 145 и 102) градационную слоистость. При этом в

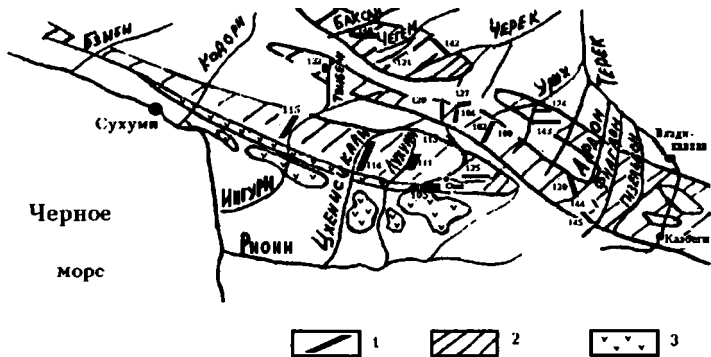


Рис.2. Схема расположения изученных разрезов

1 — номер разреза; границы: 2 — юрских отложений I₁₋₂, 3 — порфирировая свита байоса. Лабано-Малкинская зона: 140 — низовья р.Кестанты; Тырнаузская шовная зона: 121 — бассейн р.Чегем, с.Актопрак; Восточнобалкарская зона: 142 — бассейн р.Черек Безенгийский, с.Безенги; Дигоро-Осетинская зона: 124 — бассейн р.Урух, с.Фараскатта; 143 — бассейн р.Урух, разв. с.Фаснал; 120 — бассейн р.Ардон, с.Мизур; 144 — бассейн р.Фиадгон, села Кадат, Цмити, Урикау; 145 — бассейн р.Фиадгон, низовья р.Саджилдон; Казбегско-Лагодехская зона: 129 — верховья р.Риони, ледник Эдена; 104 — бассейн р.Зопхито, хр.Бодураши; 127 — бассейн р.Зопхито, балка Часахтоми; 102 — верховья р.Домбарула; 100 — пер.Мамисони; Гагрско-Джавская зона: 115 — бассейн р.Ингури, с.Джорквали; 111, 113 — бассейн р.Лухунисцкали; 105 — бассейн р. Риони, с. Сори — г. Они; 125 — бассейн р.Джоджора; Сванетская зона Главного хребта : 132 — верховья р.Твибери, ледник Твибер

редких прослоях относительно мелкозернистых песчаников (разрезы 143 и 145) часто присутствуют линзовидные тела мелкозернистых галечников и крупнозернистых гравелитов. Верхние интервалы этих отложений имеют ритмичное строение, что выражается в последовательном чередовании галечников, гравелитов и крупно- и среднезернистых песчаников. В породах Казбегско-Лагодехской зоны присутствует вулканомиктовый материал (см. рис. 3.1). Осадочные породы сванетской свиты в районе балки Часахтоми интенсивно катаклазированы. Мощность отложений синемюрского возраста в целом в Дигоро-Осетинской зоне 30–160 м, а в Казбегско-Лагодехской — 25–60 м.

Эти отложения в фациальном отношении представляют собой образования высокоплотных пастообразных потоков (разрезы 143, 145, 129 и 127) средней и верхней частей подводного питающего канала подводного конуса выноса [Хворова, 1989]. Значительная доля обломков пород связана с обвально-оползневыми процессами относительно крутых бортов подводных каналов. В целом для этих отложений характерны короткие пути транспортировки и активное сгуживание осадочного материала вблизи крутого подводного склона Скифской плиты.

Проведенные исследования вещественного состава пород указывают на контрастное полигенное происхождение денудированных ма-

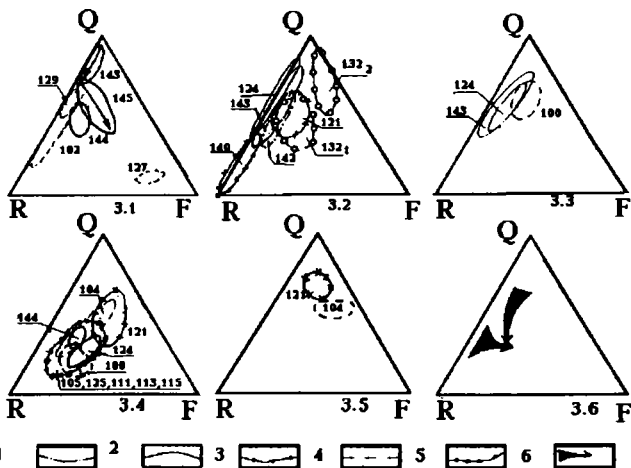


Рис. 3. Диаграммы минерального состава песчаных пород для отложений возраста:

3.1 — синемюр, 3.2 — плинсбах (базальные конгломераты), 3.3 — плинсбах (верхняя часть безенгийской и циклаурской свит), 3.4 — тоар-аален, 3.5 — байос-бат, 3.6 — направление эволюции минерального состава

Зоны: 1 — Лабино-Малкинская, 2 — Восточнобалкарская, 3 — Дигоро-Осетинская, 4 — Сванетская зона Главного хребта, 5 — Казбегско-Лагодехская, 6 — Гагрско-Джавская, 7 — направление изменения состава снизу вверх по разрезу

теринских пород в пределах изученных зон. Следует отметить, что количественно минеральный состав пород оценивался для равномернoзернистых песчаных разностей. Так, в отложениях Дигоро-Осетинской зоны тенденция уменьшения снизу вверх по разрезу кварцевой составляющей проявляется в смене мономиктово-кварцевых песчаников на кварцевые граувакки (разрез 143) или граувакковые аркозы (разрез 145) (см. рис. 3.1). В пределах южного склона Казбегско-Лагодехской зоны такая направленность в изменении обломочных минеральных обломочных ассоциаций по разрезу не наблюдается. По-видимому, это обстоятельство связано с действием изолированных подводных конусов выноса, нарушающих установившиеся тенденции. Для пород Дигоро-Осетинской зоны характерно преобладание кварца, в подчиненном количестве присутствуют обломки гранитоидов и метаморфических пород. При этом для разреза 143 типично преобладание первых над вторыми, для разреза 145 — наоборот. Кроме того, в обломочных ассоциациях обнаружены единичные зерна несдвойникованных полевых шпатов, в частности в породах разреза 145 — зерна альбитов.

В обломочных парагенезах Казбегско-Лагодехской зоны в отличие от Дигоро-Осетинской отмечается значительное содержание полевых шпатов (несдвойникованные разности полевых шпатов, ближе по составу не оцененные, микроклин, средние и кислые плагиоклазы), присутствует небольшое количество кварца (см. рис. 3.1). Об-

ломки пород представлены гранитоидами и слюдястыми сланцами. Для пород обеих зон типично присутствие некоторого количества крупных включений, состоящих из тонкозернистой слюдизированной нелитифицированной массы.

Сохранившиеся фрагменты плинсбахских отложений встречаются в северной полосе распространения юрских пород. Они с размывом залегают на разновозрастных синемюрских и палеозойских горизонтах. В Лабино-Малкинской зоне, в низовьях р.Кестанты и в бассейне р.Чегем, они сложены только базальными конгломератами мощностью от первых метров до 75 м. В Восточнобалкарской и Дигоро-Осетинской зонах плинсбахские отложения имеют сложное строение. В основании разреза залегают базальные конгломераты хумаринской и нижней части безенгийской свит мощностью 10–55 м, выше разрез слагает песчано-аргиллитовая толща безенгийской свиты мощностью 100–300 м.

Плинсбахские конгломераты, как правило, представляют собой грубозернистые, плохо сортированные, преимущественно мелко-среднегалечные образования, иногда с градационной слоистостью. Галька кварца и палеозойских метаморфических пород в нижней части разреза часто плохо окатана и разнотерниста. В средней части галька лучше окатана и более однородна по размеру. В ее составе появляются хорошо и полуокатанные включения кварца и обломков подстилающих метаморфических пород. В верхней части разреза часто встречаются крупный (до 10–15 см) углефицированный растительный детрит, а также линзовидные прослои песчаников с градационной слоистостью. Постепенно эти отложения приобретают ритмичное строение, что выражается в многократной последовательной повторяющейся смене гравелита песчаником крупнозернистым, песчаником среднезернистым и аргиллитом. Тектурные особенности пород указывают на формирование базальных конгломератов в результате транспортировки высокоплотными пастообразными потоками, как правило, сгружающими этот материал в канальных и межканальных обстановках средних частей фэна, у подножия континентального склона, что позволяет отнести эти отложения к флюксотурбидитовому проксимально-веерному фациальному типу [Хворова, 1989; Walker, 1967].

Состав обломочных компонентов характеризуется присутствием небольшого количества полевых шпатов, а также довольно значительными колебаниями содержания кварца и обломков гетерогенных пород. В целом он тяготеет к левой стороне классификационного треугольника породообразующих компонентов и соответствует полю кварцевых граувакк (см. рис. 3.2). В отложениях базальных конгломератов Лабино-Малкинской зоны отмечается высокое содержание в составе обломочных компонентов кварца и малое количество полевых шпатов или их отсутствие. Характерны обломки метаморфических пород (в преобладающем количестве), гранитоидов, кремни-

стых пород, а также нелитифицированные включения. Для отложений Дигоро-Осетинской зоны характерны перечисленные выше обломочные компоненты. В их составе преобладают зерна кварца, присутствуют единичные зерна несдвойникованных полевых шпатов. В составе обломков пород представлены гранитоиды, метаморфические и кремнистые породы (разрезы 143, 124). Песчаники Восточно-балкарской зоны отличаются тем, что в составе обломочных компонентов преобладает кварц, как единичные зерна присутствуют несдвойникованные разности полевых шпатов, часто замещенные кальцитом. В составе обломков пород, кроме метаморфических разностей, представленных в основном кристаллическими сланцами, присутствуют карбонатные и туфогенные породы.

Несколько иной состав и строение осадочных комплексов Сванетской зоны иллюстрируются разрезом в верховьях р. Твибери, находящемся в зоне сочленения складчатой системы южного склона и кристаллического ядра Большого Кавказа. По обеим сторонам одноименного ущелья, в районе ледника, на кристаллические сланцы, плагиограниты и плагиогранито-гнейсы трансгрессивно налегают отложения лейаса, представленные в основании разреза средне- и мелкорульными конгломератами с инверсионной градационной слоистостью. В составе конгломератов присутствуют окатанные и полуокатанные обломки гранитных пород и кварца. В средней части разреза размеры галек уменьшаются. Здесь появляются линзовидные прослои крупно-среднезернистых песчаников. Завершается разрез ритмичным переслаиванием гравелитов, песчаников и аргиллитов. Общая мощность разреза 100–150 м.

Такая вертикальная последовательность отложений, по нашему мнению, указывает на активное отмирание подводного каньона при заполнении его наносами пастообразных высокоплотностных гравитационных потоков, увлекавших большое количество крупного обломочного материала. Нижняя наиболее грубая валунно-галечная часть разреза образовалась в результате заполнения основного каньона осадочным материалом высокоплотностного гравитационного потока. Средняя часть разреза представлена отложениями зерновых потоков, а верхняя — отложениями турбидных потоков средней части фэна. Обломочный компонентный состав песчаных разностей этого разреза представлен двумя ассоциациями. Первая ассоциация значительно отличается от описанных выше. Она характерна для осадков каньонной части разреза и представлена кварцем, полевыми шпатами (несдвойникованные разности полевого шпата, микроклин, средний плагиоклаз, микропертит), а также обломками гранитоидов и кристаллических сланцев (см. рис. 3.2, 132₁). Вторая ассоциация заметно отличается от первой. В ней возрастает содержание полевых шпатов (несдвойникованные разности полевых шпатов и плагиоклазы) и кварца (см. рис. 3.2, 132₂). Обломки пород, как и в первой ассоциации, также представлены метаморфическими породами и гранитоидами.

Отложения верхней части безенгийской свиты в Дигоро-Осетинской и Восточнобалкарской зонах, а также породы циклаурской свиты на южном склоне Большого Кавказа, в Казбегско-Лагодехской зоне (Мамисонский перевал), состоят, как правило, из ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Последние образуют отдельные пачки мощностью от 15 до 70 м, содержащие карбонатные конкреции и конкреционные прослои. Пачки песчаников имеют мощность до 5 м. Текстура пород массивная и слоистая, иногда линзовидная, но чаще — горизонтально-слоистая. В Дигоро-Осетинской зоне содержание песчаников уменьшается с запада (разрезы 124 и 143) на восток (разрезы 120 и 144) (см. рис. 2). Отложения безенгийской свиты отнесены к дистальным турбидитным образованиям нижнего фэна или нижней части среднего фэна, а также более удаленных его зон, где отлагались монотонные толщи преимущественно фоновых осадков. Появление более крупного материала (разрез 143) свидетельствует о некоторой проградации в бассейн седиментации питающего канала за счет локальной регрессии или поднятия, что привело к образованию осадков, характерных для средней части фэна. Эти комплексы формируют дистально-турбидитовый нижефэновый фациальный тип [Хворова, 1989].

Фигуративные точки состава обломочных порообразующих компонентов отложений безенгийской свиты различных структурно-фациальных зон располагаются в верхней части группы полевошпатовых кварцевых граувакк. В составе обломков присутствует кварц, несдвойникованный полевой шпат (небольшое количество), гранитоидные, метаморфические, кремнистые породы (см. рис. 3.3).

В тоарское время отмечается значительное расширение области седиментации в результате трансгрессии моря на южные участки Скифской плиты. В пределах северных структурно-фациальных зон Большого Кавказа начинают преобладать осадки удаленных (относительно глубоководных) частей морского бассейна, представленные нефелоидными глинистыми разностями, среди которых встречаются маломощные линзы градационных алевролитов супрафэновых мутьевых потоков.

Наиболее активное некомпенсированное прогибание охватило восточную часть бассейна (Дигоро-Осетинская и Казбегско-Лагодехская зоны), где в разрезах присутствуют мощные (соответственно 300 м в первой зоне и 700 м — во второй) толщи глинистых сланцев, с конкреционными прослоями и отдельными известняковыми конкрециями, иногда вместо этих толщ наблюдаются комплексы полосчатого чередования мелкозернистых алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников.

На западе изучаемой части бассейна, в Лабино-Малкинской зоне, отложения тоар-ааленского возраста, соответствующие джигитской свите, имеют более сложное строение, что связано с присутствием в разрезах достаточно мощных пачек массивных песчаников

как с градационной, так и с неградационной горизонтальной слоистостью, ритмично чередующихся с аргиллитами и алевролитами. Эти отложения образованы дистальными турбидитными потоками и относятся к дистальному нижнеэфэновому фациальному комплексу.

В Восточнобалкарской зоне значительна роль синхронных вулканогенных образований, возникших в результате подводных излияний лав основного и среднего состава (разрез 142).

Преимущественно алеврито-глинистые отложения джигитатской (Лабино-Малкинская зона), ардонской (Дигоро-Осетинская зона) свиты и толщи глинистых сланцев в Казбекско-Лагодехской зоне трасируют наиболее удаленные и относительно глубоководные части морского бассейна, с нефелоидным типом седиментации в спокойных гидродинамических условиях. Отложения однородного равнотермического состава здесь перемежаются с осадками пульсирующих турбидитовых и разжиженных потоков нижней, а на западе — средней части подводной долинно-всерной системы.

Отложения сорской свиты Гагрско-Джавской структурно-фациальной зоны представлены ритмично построенными песчано-алевроитовыми и алеврито-глинистыми комплексами пород с разнообразными текстурными признаками, подошвенными и кровельными знаками автокинетических потоков (давления, волочения, течения, отскоков и т.д.). Песчаники характеризуются массивным строением, а в более тонких горизонтах — градационной и конвolutной слоистостью. Максимальная мощность пачек 5 м. В основании пачек они часто содержат мелкую и среднюю уплощенную ориентированную глинистую гальку. В аргиллитовых разностях пород встречаются морфологически разнообразные сидеритовые конкреционные стяжения. Отложения этой свиты были сформированы в средних и нижних частях многочисленных подводных конусов выноса турбидитовыми, зерновыми и флюидизированными потоками, широким фронтом спускающимися со стороны закавказской суши. Отложения отнесены к дистально-турбидитовому и нефелоидному фациальным типам межлопастных и супраэфэновых частей подводных конусов выноса.

Состав обломочных компонентов тоар-ааленских пород подчеркивает тенденцию дальнейшего многократного переотложения и усреднения состава терригенного материала в бассейне седиментации. Яркий пример этого процесса — отложения Гагрско-Джавской зоны, песчаники которых имеют полевошпат-кварцевый граувакковый состав, во многом идентичный отложениям других структурно-формационных зон (см. рис. 3.4). Иную тенденцию изменения обломочных ассоциаций имеют отложения Лабино-Малкинской зоны, состав которых меняется от граувакк (плинсбах) к аркозам (тоар-аален).

Вероятно, существенное влияние на формирование состава пород здесь оказывало Сванетское поднятие. В обломочной ассоциации песчаников наряду с кварцем, несдвойникованными разностями полевых шпатов, кислыми плагиоклазами и микропертитамы присут-

ствуют многочисленные обломки метаморфических, гранитоидных, кремнистых, кислых и основных эффузивных пород; характерны включения нелитифицированных обломков. Отмечается, что с аалена в песчаниках встречаются зерна средних плагиоклазов, в том числе зональных, а также увеличивается содержание обломков гранитоидных пород. Для сорской свиты, кроме того, характерно увеличение в обломках снизу вверх по разрезу содержания метаморфических и эффузивных пород.

Предааленская регрессия моря привела к усложнению структурного плана бассейна седиментации и активизации денудационных процессов. Прилегающая континентальная область на севере представляла собой в это время обширную низменность со слабо расчлененным рельефом, через которую в ограниченном количестве выносился относительно тонкий сортированный обломочный материал. Он широким плащом разносился по всему бассейну, достигая Лабино-Малкинской и Казбегско-Лагодехской зон, где отмечается развитие значительного количества массивных, толсто- и среднеплитчатых песчаников с градационной и неградационной косою и горизонтальной слоистостью. Песчаники ритмично чередуются с алевролитами и аргиллитами. В нижней и средней частях песчаных и алевролитовых слоев часто отмечается значительное количество остатков микрофауны достаточно хорошей сохранности. Нельзя предположить, чтобы при хорошей сохранности фауны осадочный материал переносился мутьевыми потоками на столь значительное расстояние. Ряд исследователей считают, что осадочный материал в это время сносится только с Закавказского массива [Короновский, Гушин, Никитин и др., 1990]. Такое предположение маловероятно в связи с тем, что в Гагрско-Джавской зоне, расположенной значительно ближе к источнику сноса, не обнаружены обогащенные фаунистическими остатками слои. Невысокая суша на севере также вряд ли могла давать такой материал. Наиболее вероятно, что в процессе перестройки и усложнения бассейна седиментации в аалене появлялась недолго живущая небольшая суша с крутыми склонами, расположенная на месте нынешнего Главного Кавказского хребта. Возможно, эта суша распространялась в широтном направлении примерно от р. Чегем на западе до верховьев р. Риони на востоке (см. рис. 2). Сушу слагали гранитоиды и метаморфические сланцы палеозойского возраста. Ааленские отложения Лабино-Малкинской и Казбегско-Лагодехской зон состоят из несортированных средне- и мелкозернистых песчаников. Обломочные компоненты имеют полуокатанную и неокатанную форму. В их составе существенна роль обломков кристаллических сланцев, кварцитов и гранитоидных пород.

Отложения батского и байосского ярусов резко различаются в пределах северного и южного склонов. На севере они имеют аргиллитовый состав и содержат редкие прослои мелкозернистых песчаников. Они представлены относительно глубоководными фациями, об-

разованными в результате нефелоидной седиментации. Южнее, в Казбегско-Лагодехской зоне, в отличие от более древних терригенных образований существенное значение в разрезе приобретают мергели и известковые песчаники, часто гравийные, в которых встречаются остатки переотложенной фауны и хорошо окатанные терригенные устойчивые обломки. Нижний контакт гравийных песчаников часто неровный, резкий, свидетельствующий о залегании их на нижележащих слоях с размывом. Состав обломочных ассоциаций этих песчаников существенно отличается от состава нижележащих песчаников. Отличие заключается в более высоком содержании кварца и низком — обломков пород, как метаморфических и гранитоидных, так и эффузивных. Метаморфические породы более характерны для отложений Лабино-Малкинской зоны. В обломочной ассоциации также в малом количестве присутствуют зерна несдвойникованных разновидностей полевых шпатов и микропертитов. По-видимому, это свидетельствует о другом, нежели в Гагрско-Джавской зоне, источнике сноса. Для этой части седиментационного бассейна характерны фациальные обстановки относительной мелководности, благоприятные для развития фауны и осаждения карбонатов (см. рис. 3.5).

В Гагрско-Джавской зоне широкое распространение получила порфирировая базальтоидная серия магматических пород, имеющая сложное неоднородное внутреннее строение. Она сложена как породами базальт-андезитового состава, так и ритмично построенными пачками вулканогенных обломочных пород, часто обладающих достаточным набором признаков образования за счет переноса по крутым склонам подводных вулканических аппаратов полигенными автокINETическими потоками [Беридзе, 1983].

В целом проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Раннеюрская обширная трансгрессия моря на прилегающую сушу Закавказского массива и Скифской плиты в сочетании с геоструктурной перестройкой региона привела к интенсивному погружению области южного склона Большого Кавказа и к полному исчезновению в синемюр-плинсбахское время внутрибассейновых поднятий, являвшихся кратковременными поставщиками грубого валунно-галечного, гравийно-галечного и песчаного материала.

2. В процессе эволюции Кавказского бассейна первоначально пестрый состав обломочных ассоциаций песчаников к эоценому веку усредняется до состава полевошпат-кварцевых граувакк как в разрезах северного, так и южного склонов.

3. Отмечается отличие в строении и природе флишоидных толщ во время ранне-среднеюрской эволюции бассейна для разрезов южного и северного склонов Большого Кавказа. На территории южного склона регрессивные события приводили к усилению денудации закавказской суши, обильному выносу обломочного материала в узкую шельфовую зону, а оттуда к подножию континентального склона в

результате проявления полигенных автокинетических процессов. Так, в присклоновой области формировались осадки зерновых, флюидизированных и турбидных потоков в проксимальных канальных и межканальных частях внутреннего фэна и дистальных долинно-верных супрафэновых частях внешнего фэна, что сопровождалось разномасштабной фоновой седиментацией. В центральных наиболее удаленных и прогнутых частях бассейна преобладала нефелоидная седиментация алевролитоглинистых осадков, осложненная появлением отдельных маломощных турбидных потоков и перемещением материала придонными течениями. По северной периферии рассматриваемого бассейна морфологические условия характеризовались менее контрастными перегибами рельефа дна и подчиненным влиянием рельефа на осаждение осадочных толщ автокинетических процессов.

Литература

Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1968. 284 с. (Тр.ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 16).

Адамия Ш.А. Палеотетис, мезотетис, неотетис — разные океаны или этапы развития Тетиса // Геология и полезные ископаемые Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1989. С. 18–49. (Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер.; Вып. 99).

Беридзе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез (на примере раннеальпийских формаций южного склона Большого Кавказа). Тбилиси: Мецниереба, 1983. 182 с.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 105–184.

Зоненшайн Л.П., Пишон К.Л. Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей — остатки мезозойских тыловых бассейнов // История океана Тетис. М., 1987. С. 74–93.

Казьмин В.Г., Сборщиков И.М. Развитие океана Тетис в позднем палеозое–раннем мезозое и проблема реконструкции Пангеи // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. N 5. С. 55–67.

Короновский Н.В., Гуцин А.И., Никитин М.Ю. и др. Геологическое развитие и становление современной структуры Терско-Каспийского передового хребта // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 4–33.

Ломизе М.Г. Региональные и глобальные события в развитии Кавказской геосинклинали // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1984. С. 72–83.

Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. Эволюция активных окраин океана Тетис // Докл. 27-го МГК. М.: Наука, 1984. Палеоокеанология. Т. 3. С. 72–83.

Хворова И.В. Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 37–58.

Чихрадзе Г.А. Литология ниже-среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 190 с. (Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер.; Вып. 62).

Walker R.C. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal environment // J. Sedim.Petrol. 1967. Vol. 37.

Ю.Н.Сеньковский, Ю.В.Колтун
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
ФОРМИРОВАНИЯ ФЛИША КАРПАТ

Флишевая формация Карпат представлена толщей пород многокилометровой мощности. Она участвует в строении складчатого сооружения Внешних Карпат и Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, надвинутых на юго-западный борт Восточно-Европейской платформы. Мел-палеогеновая флишевая формация Карпат формировалась в результате взаимодействия ряда факторов как глобального, регионального, так и локального масштабов, что происходило под влиянием сложного спектра тектонических, океанологических, климатических, биогеохимических и других событий, седиментологически отразившихся в литологической летописи осадочного комплекса.

Карпатский флишевый бассейн представлял собой часть крупного седиментационного бассейна северной ветви океана Тетис. Основную его питающую провинцией служила обширная Северная суша с довольно мощной флювиальной системой (пра-Висла, пра-Днепр — пра-Даугава и др.). Структурно-фациальная зональность карпатского флиша объясняется характером распределения фэна по отношению к пространственному размещению подводных моноструктур, которые, на наш взгляд, были ориентированы в субмеридиональном направлении. Пространство между отдельными подводными хребтами и возвышенностями играло роль своеобразных структурных ловушек. Они заполнились осадками, поступающими с Европейского континентального блока, а также эдафогенным материалом, слагая отдельные литогенетические типы фэнов карпатского седиментационного бассейна. Формирование карпатской флишевой формации на пассивной континентальной окраине подтверждают такие факты, как непрерывные процессы седиментации, мощность осадочных образований и незначительный вклад вулканогенного материала.

Режим осадконакопления определялся изменениями уровня моря. При высоком стоянии уровня моря осадки преимущественно накапливались на первом уровне лавинной седиментации. При понижении уровня моря осадочный материал сбрасывался на второй уровень лавинной седиментации путем широкого развития гравитационных потоков. В толще карпатского флиша до определенной степени намечается корреляция терригенной седиментации с глобальными циклами изменения уровня моря. Так, развитие преимущественно песчаных разрезов сопоставимо с фазами понижения уровня моря. Эти фазы соответствуют позднему апту — раннему альбу (верхнешипотская подсвита), палеоцену (ямненская свита), среднему эоцену (выгодская свита), олигоцену (пачки менилитовой и кросненской свит). Преимущественное развитие глинистых и биогенных толщ характерно для разрезов, сформированных при высоком уровне мо-

ря: поздний мел (стрийская свита), ранний (манявская свита) и поздний (быстрицкая свита) эоцен, ранний олигоцен (халцедонолитовый горизонт).

В истории развития карпатского мел-палеогенового седиментационного бассейна фиксируется две эпохи бескислородных событий. Первая из них, апт-альбская, привела к накоплению обогащенных рассеянным органическим веществом отложений флиша (шипотская и спасская свиты), что также отразилось на составе шельфовых отложений смежного Восточно-Европейского моря (терригенные породы с повышенной концентрацией органического углерода автохтона Карпат). В пределах карпатского седиментационного бассейна эти отложения являются отражением глобального среднемелового бескислородного события, определившего формирование черносланцевых толщ во многих частях мира. При этом развитие Карпато-Подольского апвеллинга содействовало поставке на дно седиментационного бассейна органического вещества.

Второе, олигоценовое, бескислородное событие привело к формированию известной черносланцевой толщи (менилитовая свита), включающей выдержанные прослои пород, обогащенные скоплениями скелетов ихтиофауны (заморы рыб). Мощные накопления органического вещества в карпатском и крымско-кавказском олигоценовых бассейнах мы связываем с возобновлением в этих регионах апвеллинга. При этом пространственное положение в карпатском бассейне слоя кислородного минимума определило доминирование отдельных типов седиментогенеза (биогенный, терригенный), т.е. фациальное взаимоотношение олигоценовых отложений.

Сочетание действия различных палеоокеанографических факторов в мел-палеогеновой истории карпатского седиментационного бассейна привело к образованию характерной флишевой формации, в составе которой присутствуют как крупные свиты глинисто-терригенных пород, обогащенных органическим веществом, так и мощные слои песчаников, что имеет теоретическое и прикладное значение для нефтегазовой и рудной геологии.

В.Т.Фролов

ПЕРИТИХООКЕАНСКИЕ ФЛИШЕВЫЕ ПОЯСА

В типично эвгеосинклинальных разрезах северо-западного обрамления Тихого океана осадочные комплексы почти полностью относятся к флишу. В Корякском нагорье это, например, чирынайская серия (верхняя юра — нижний мел) мощностью 3–4 км. По данным В.Б.Шмакова, эта серия представляет вулканитовый, терригенно-граувакковый, глинистый и кремнистый флиш, ассоциирующийся с глубоководными спилитами. На Камчатке известен флиш верхнего мела и палеогена Восточно-Камчатского хребта и о-ва Карагинского. На Командорских островах весь разрез (свыше 3 км), выведенный над уровнем моря, представлен флишем в виде преобразенской и беринговской серий (палеоген-неоген), заключающих глубоководные толеитовые базальты (жировская свита), конгломератовые толщи мощностью до 300–350 м и олистостромы (до 40–100 м). По составу флиш вулканитово-граувакковый диатомитовый.

Аналогичен по строению и составу флиш Большой Курильской гряды, включающий ловцовскую свиту (1300 м) на о-ве Кунашир, шумновскую и округловскую свиты (до 2000 м) на о-ве Парамушир, в основном неогенового возраста. Некоторые олистостромы мощностью до 100 м и более заключают олистостромы меньшего размера (до 50 м), состоящие из фрагментов сходных и инородных осадочных толщ. Верхнемеловой флиш Малой Курильской гряды мощностью свыше 1500 м имеет вулканитово-граувакковый диатомитовый состав. Он включает конгломераты базальной хромовской свиты (мощностью 400–500 м) о-ва Шикотан и мощные (до 100 м) олистостромы малокурильской свиты мощностью свыше 1000 м. Аналогично проявлен флиш Японских островов, составляющий свыше 50% разреза мезозоя и кайнозоя.

В Курило-Камчатском желобе и на западном подножьи Курильской гряды формируется современный вулканитово-граувакковый диатомитовый флиш с туфами в качестве факультативного (случайного) элемента. Флиш мезозоя и кайнозоя Алеутской дуги имеет вулканитово-граувакковый с диатомитами состав, аналогичный флишу Командор и Курил. Североамериканское побережье также сложено в основном силицитовым вулканитово-граувакковым флишем мощностью свыше 3–4 км. Его представляют Францисканская формация с радиоляритовыми яшмами и кремнями (юра-палеоген), формации Большой Долины (мел-неоген) и отложения комплекса Монтерей (мел-неоген). Они бескарбонатны или малокарбонатны.

Флиш мезозоя и кайнозоя Филиппинских, Индонезийских и Новогвинейских островов имеет терригенно- и вулканогенно-граувакковый состав и по планктогенному элементу существенно известняковый. Все другие параметры и свойства (километровые мощности, олистостромы, интенсивная дисгармоничная мелкая и средняя складчатость и т.д.) обычны для типичных флишевых формаций. Палеозойский флиш Восточно-Австралийских гор имеет в основном бескарбонатный состав, чаще всего силицитовый по фоновому элементу, терригенно-граувакковый, иногда кварцево-граувакковый, часто вулканитовый. Этот флиш составляет 60–70% разреза вендакарбона. Наиболее древние (венд-кембрий) флишевые пояса располагаются западнее более молодых (геосинклинали Катманду и Аделаида). В более восточных зонах, а также на Новой Зеландии, как и в Японии и на Камчатке, они лишь вероятны, но существенно переработаны. Значительна роль флиша и в строении Анд.

Таким образом, Тихий океан окаймлен флишевыми отложениями. Флишевые формации группируются в субпараллельные побережья пояса, обозначая длительную, по крайней мере с кембрия, тектоническую активность Тихоокеанского кольца. Последняя сочеталась с вулканической активностью. Расчлененный рельеф и вулканическая деятельность были условиями обильной поставки и разнос рыхлого материала турбидными потоками, оползнями и обвалами, а также заполнения осадками трогов или подножий континентальных склонов. Землетрясения провоцировали сход лавин рыхлого материала с узких, реже широких шельфов. Эти катастрофические пульсации были практически единственным механизмом заполнения глубоководных водоемов, который лишь дополнялся фоновой (планктоногенной, нефелоидной) и эпизодической туфовой седиментацией. Петрографически перитихоокеанский флиш самый разнообразный как по составу турбидитов и грубообломочных накоплений, так и по фоновому элементу. Однако преобладают вулканитовые (базальтовые, андезитовые и отчасти дацитовые) граувакки, а терригенные сиалитные породы (метамиктовые, седикластовые и кварцевые) остаются подчиненными. Глинистый элемент лишь местами преобладает над зернистым и планктоногенным, а именно в отложениях нижнего карбона Австралии и в некоторых других флишевых отложениях тропической зоны.

Перитихоокеанический флиш заметно отличается преобладанием биосилицитов (диатомитов, радиоляритов) в качестве планктоногенного элемента и подчиненной ролью известняков и мергелей. В Австралии кремневый флиш развит в ордовике, силуре и девоне, в северном полушарии он господствует на протяжении всего фанерозоя (палеозой Монголо-Охотского и отчасти Сихотэ-Алиньского поясов), но особенно постоянен в мезозое Дальнего Востока, в Японии, на Курилах, Камчатке, Тихоокеанском побережье США. В кайнозое роль биогенных силицитов возрастает, эта тенденция сохраняется

ныне. Известняковые фоновые отложения приурочены к низким широтам, чем подчеркивается широтная климатическая зональность флишевых формаций.

С.И.Романовский

ФЛИШЕВЫЕ ТОЛЩИ КАК ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОСУБДУКЦИОННЫХ ЗОН

Мощные турбидные толщи приурочены к двум глобальным уровням гипсографической кривой Земли: к основанию континентального склона (долинно-веерные системы подводных конусов выноса) и к глубоководным желобам, где они накапливаются в заключительную фазу субдукции. Причем, если турбидиты первого уровня на пассивных окраинах континентов могут использоваться в качестве седиментологической базы литогеодинамических моделей зон коллизии, то ряды турбидитсодержащих толщ второго уровня служат надежными реперами для диагностики палеосубдукционных зон.

Субдукция — высокоэнергетический процесс, протекающий со скоростями 5–10 см/год, которые значительно превышают скорости осадконакопления, если их измерять в единицах Бубнова (мм/10³ лет). Вследствие этого осевые зоны желобов, казалось бы, должны быть свободными от осадков. Между тем их мощность, например в осевой зоне Алеутского желоба, достигает 2000 м и осадки залегают горизонтально без каких-либо признаков постседиментационной тектоники. Этот своеобразный седиментологический парадокс субдукции объяснен автором в монографии "Физическая седиментология" [1988], поэтому в данном случае мы на нем не останавливаемся.

Литологам давно известен эмпирически установленный ряд тонкоритмичных толщ: аспидная формация → флиш → морская моласса, или, в терминах турбидитовой концепции, следующий ряд: дистальные турбидиты → проксимальные турбидиты → флуксотурбидиты. Этот ряд обосновал Н.Б.Вассоевич [1948] на материале мел-палеогенового флиша Кавказа, сделав, кстати, примечательный, как тогда казалось, вывод: поскольку в этом ряду наиболее молодыми (в непрерывном разрезе) оказываются отложения нижней (морской) молассы, то и современная эпоха является преимущественно эпохой молассонакопления; при этом новый этап образования флиша еще не наступил, а старый давно закончился. Вывод этот оказался неверным.

Выделенный Н.Б.Вассоевичем ряд осадочных толщ представляет однонаправленный седиментологический индикатор зон палеосубдукции. Обратная последовательность этих толщ генетически невозможна. Поэтому этот ряд нуждается в обосновании.

Суть предлагаемой нами модели заключается в следующем. В зоне субдукции поглощение океанской плиты всегда сопровождается

ростом напряжений сжатия и приводит к повышенному разогреву тыловых частей этих зон, благодаря чему изостатически всплывают окраины континента с сильно расчлененным горным рельефом. При этом, если сам процесс поддвига происходил импульсивно и очередной импульс сопровождался миграцией оси желоба в сторону океана, то вместе с прекращением субдукции фиксируется и окончательное положение глубоководного желоба, а спад напряжений сжатия и изостатическое всплывание тыловых частей зон субдукции также происходит волнообразно — от периферии к центру. Если теперь сопоставить эти данные с тем, что строение прилегающей суши остается неизменным, меняются лишь длина трассы перемещения плотностных потоков и уклон дна подводных каньонов, то седиментологический аспект проблемы оказывается вполне очевидным: при непрерывном во времени развитии этого процесса тонкоритмичные дистальные турбидиты (аспидная формация) должны переходить в проксимальные песчаные турбидиты (флиш и различные его структурно-литологические модификации), а те, в свою очередь, сменяться циклами более грубозернистых проксимальных турбидитов (в отдельных случаях — флюксотурбидитов), более известных в отечественной литературе как циклы морской молассы.

Можно заключить, что смена формаций в ряду аспидная формация → флиш → моласса фиксирует не разные режимы циклогенеза, а является закономерным следствием изменений литогеодинамических условий в источнике сноса обломочного материала, которые накладываются на непрерывный процесс циклоседиментогенеза в глубоководном желобе. Отложения молассовой фации флиша завершают, таким образом, полную седиментологическую эволюцию желобов.

Литература

Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1948. 215 с.
Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.

Н.П. Чамов

ПАЛЕОЦЕНОВЫЕ ФЛИШОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПРЕД- ДУГОВОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА (Пылгинский хребет, юг Корякского нагорья)

Палеоценовые флишоидные отложения Пылгинского хребта обладают хорошо развитыми первичными текстурами, комплекс которых свидетельствует об отложении осадочного материала из гравитационных потоков. По вещественному составу песчаники относятся к вулканомиктовым грауваккам и в основном состоят из обломков андезитов и андезитобазальтов, вулканического стекла и плагиоклаза. На диаграмме Д.Дикинсона [Dickinson, 1971] для типов источников

сноса песчаники тяготеют к полю слабо эродированных островных дуг, а на диаграмме Ж.Мейнарда [Maynard, Valloni, 1982] для типов бассейновых обстановок они сопряжены с полями энсиматических островных дуг.

Реконструкция фациальных обстановок проведена на основании анализа осадочных текстур, мощности и морфологии осадочных тел, гранулометрии, соотношения песчаного и глинистого материала. Фация главных подводящих каналов представлена конгломерато-песчаными отложениями с экзотическими включениями валунного и алевролитового материала. Среди осадочных текстур доминирует постепенная (прямая и маятниковая) и ступенчатая градационная слоистость. В нормально градационных слоях сортировка осуществлялась благодаря возможности обломков двигаться друг относительно друга, что свидетельствует об относительно низких концентрациях мутьевых потоков и достаточно длительном переносе. Отсутствие слоистости связано с быстрым отложением материала из потока, когда условия для волочения обломочных частиц по дну не успевали возникнуть. Маятниковая и многократная градационная слоистость отражает неоднородность потока по плотности и характеру переноса, а возможно, и пульсационный характер транспортировки. Отложения фации связаны с высокоплотными турбидными и низкоплотными зерновыми потоками. В то же время наличие цепочек алевролито-песчаных галек в пластах с градационной слоистостью указывает на существование в пределах потока участков с флюксо-турбидным характером переноса. Пласты с неградационной слоистостью могли сформироваться при осаждении из зерновых потоков высокой концентрации, в которых обломочный материал не имел возможности свободно перемещаться. Происходило полное перемешивание материала внутри пласта или тиксотропное уничтожение первичных текстур.

Фация второстепенных подводящих каналов объединяет песчаные отложения высокоплотных турбидных потоков. Градационная слоистость, как правило, сочетается с крупной или мелкой косой слойчатостью, что отражает замедление скорости гравитационного потока. Неградационные пласты обычно массивны, но могут нести различно выраженную мелкую косую слойчатость. Отложения фации намывных валов различно стратифицированы, сложно ритмичны, с обязательным присутствием лютитовых покрывок в ритмах, что свидетельствует о нестабильном гидродинамическом режиме с периодами высокой и низкой активности. Характерны типичные для валов мелкие оползневые текстуры. Отложения фации всегда связаны с образованием подводящих каналов и сформированы за счет периферических частей общих для этих фаций потоков. Фации лопастей, межканальных депрессий, периферических частей конусов и шлейфа представлены ритмичным переслаиванием песчаников и аргиллитов, при явном преобладании последних в периферических ча-

стях. Элементы последовательности А.Боума свидетельствуют о накоплении отложений фации из низкоплотных турбидных потоков [Bouma, 1962]. Значительное место имели процессы волочения, на что указывает прекрасно оформленная мелкая косая слоистость. Появление оползневых текстур и конволютной слоистости отражает тиксотропную деформацию осадков.

Кроме собственно осадочных фаций, связанных с разгрузкой автокинетических потоков, установлена фация оползней, связанная с тиксотропным переотложением нелитифицированных осадков, которая могла быть вызвана перегрузкой склона, гидродинамическим ударом при сходе очередного потока, тектонической активностью или комбинацией этих факторов.

Рассмотренные отложения слагают две субпараллельные системы подводных конусов выноса, встречно проградировавшие в пределах единого бассейна. Формирование обеих систем началось в постмаастрихтский период вулканического покоя за счет разрушения существовавших к тому времени островодужных построек энсиматического типа.

Главными факторами, влияющими на осадконакопление, являлись процессы денудации и автокинетического переноса обломочного материала в обрамлении палеосклонов. Активизация тектонических движений, последовавшая в конце палеоцена, привела в северной системе к наложению продуктов подводных магматических излияний на вулканокластические отложения системы подводных конусов выноса. Собственно эффузивные образования представлены породами базальт-андезитового и базальт-трахиандезитового состава. В южной системе активизация тектонических движений сказалась на морфологии палеоподнятия, что привело к некоторому усилению процессов денудации и дальнейшей проградации веерной системы.

Наличие материала из размываемой островной дуги и продуктов ее деятельности, отсутствие материала континентальной и океанической ассоциаций и низкотитанистых шошонитов, маркирующих тыловые части зрелых островных дуг, свидетельствуют о положении бассейна в передовой зоне островной дуги, а наличие двух веерных систем позволяет интерпретировать бассейн как преддуговой, ограниченный активной островной дугой с северо-востока и невулканическим поднятием с юго-запада.

Литература

Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.

Dickinson W.R. Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope and trough setting between magmatic areas and associated trenches // Pacific Geol. 1971. N 3. P. 15–30.

Maynard J.B., Valloni R. Yu.H. Composition of modern deep sea sands from arc-related basins // Geol. Soc. London Spec. Pub. 1982. Vol. 10. P. 551–561.

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНО-АМЕРИКАНСКОМ ЖЕЛОБЕ

Изучение современных осадков в различных геоморфологических зонах дна моря позволяет детализировать многие моменты их происхождения, что в свою очередь помогает уточнить палеоландшафтные условия, скорость осадконакопления, механизм формирования структурно-текстурных характеристик и вещественного состава древних ископаемых отложений самого разного генезиса.

Новейшие рыхлые осадки различных фациальных зон желобов и подножий склонов дают ключ к расшифровке происхождения и специфики образования ритмично построенных отложений, слагающих мощные "флишевые и флишоидные" толщи древних систем конусов выноса, представляющих собой сложный комплекс отложений самых разных фаций, включая и осадки автокинетических потоков.

Материалом исследований послужили современные осадки, собранные в 8-м рейсе (1989 г.) НИС "Академик Н.Страхов" на двух полигонах в Центральном-Американском желобе (ЦАЖ) на траверзах городов Акапулько и Монцанильо.

В исследованной части ЦАЖ выделяются три зоны, отличающиеся по батиметрическим, геоморфологическим, гидродинамическим особенностям и объему поступающего с континента кластического материала: материковый склон; днище желоба; океанический склон. В каждом из них седиментация обусловлена двумя режимами, с одной стороны, спокойными условиями осадконакопления во впадинах, а с другой — формированием осадков у подножий склонов различной крутизны за счет гравитационных процессов и относительно длительно действующих течений (рис. 1).

Осадки материкового склона желоба

Резко расчлененный рельеф и крутизна материкового склона служат причиной большого разнообразия контрастных условий седиментации. В его пределах можно отчетливо выделить три части: верхнюю (1500–2000 м) уплощенную, слабо расчлененную; среднюю (1500–3000 м) более крутую, с глубоко врезанными каньонами и обширными впадинами, заполненными рыхлыми отложениями, и нижней от (3000 м) очень крутую, осадки на которой накапливаются лишь на узких непротяженных наклонных террасах. Нами изучены современные осадки различных обстановок материкового склона в основном в средней и нижней его частях (каньоны, впадины, террасы, уплощенные возвышенности между каньонами) (см. рис. 1, I–III).

В каньонах современные отложения распространены в виде изолированных линз на наиболее горизонтальных их участках, главным

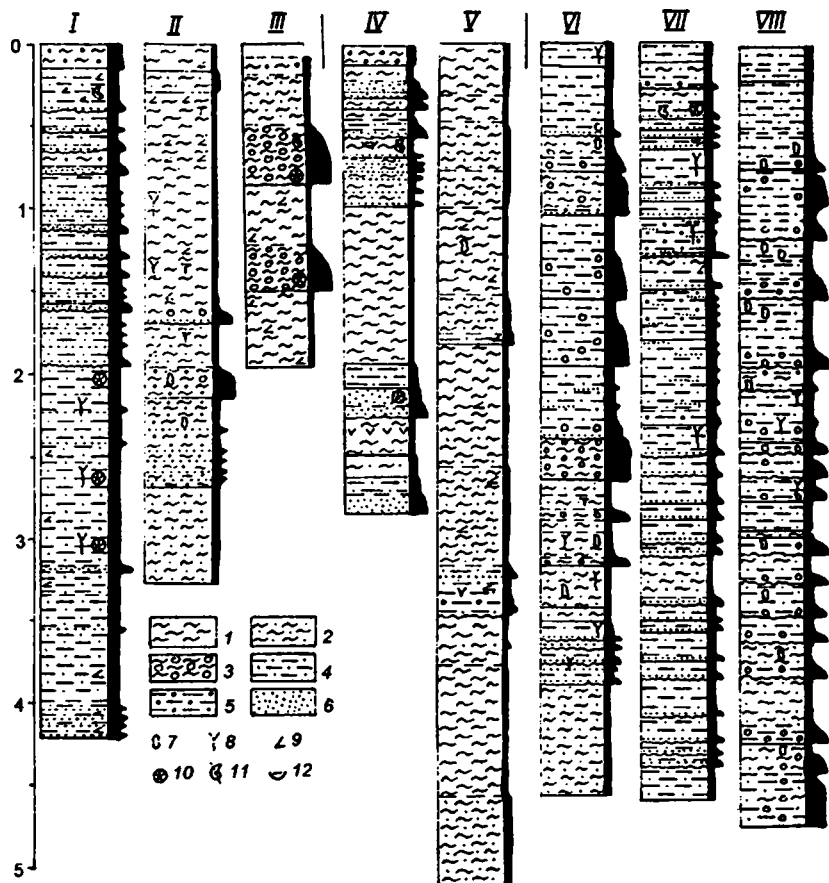


Рис. 1. Характерные колонки и ритмограммы современных осадков различных зон желоба

I-III — материковый склон желоба: 8218 — каньон, 8213 — впадина, 8115 — терраса; IV, V — днище желоба: 8102 — конус выноса, 8108 — впадина дна; VI-VIII — океанический склон желоба: 82105 — впадина, 82101 — край впадины под крутым склоном, 82108 — седловина горы Эль-Гордо. 1-5 — илы: 1 — глинистые, 2 — алеврито-глинистые, 3 — глинистые с "окатышами" и галька уплотненных осадков, 4 — алевритовые, 5 — песчано-алевритовые; 6 — пески; 7-12 — особенности осадков и включения: 7 — пятнистость осадков, 8 — биотурбации, 9 — растительные остатки, 10 — фораминиферы, 11 — биодетрит, 12 — крупные остатки моллюсков

образом в верхней и средней частях склона. Осадки представлены плохо сортированными алевритами, сильно песчанистыми, с прослоями, линзами или неправильной формы гнездами мелко- и среднезернистых песков мощностью 1-5 см и обломками веток наземных растений. Характерна сильная биотурбация осадка. В целом песок и

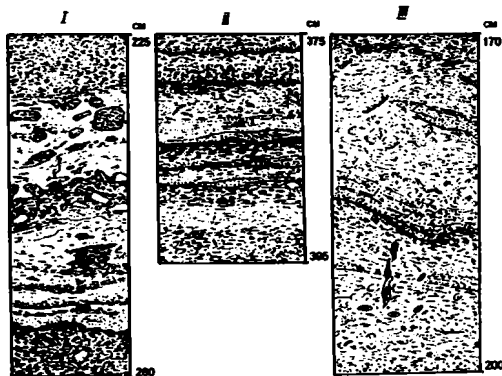


Рис. 2. Текстуры осадков автокинетических потоков

I — станция 82108, интервал 225–260 см, отложения разжиженных потоков-оползней на океаническом склоне; *II* — станция 82105, интервал — 375–395 см, отложения турбидитных потоков на океаническом склоне; *III* — станция 8219, интервал 175–200 см, алевритовые осадки каньона на материковом склоне

алеврит образуют двучленный ритм с отчетливым или резким нижним контактом, иногда со следами размыва в основании ритма, мощность его 5–20 см (рис. 2, *III*). Слоистость песков горизонтальная, реже мелкая косая с прямой градационной сортировкой материала, в основании слоя песков часто встречаются зерна глауконита, гравий коренных пород склона, обломки створок моллюсков. По составу пески полимиктовые, вулканомиктовые с высоким содержанием плагиоклазов и магнетита.

Алевриты, как правило, неслоистые или с линзовидной неотчетливой слоистостью за счет тонких линзочек песчаного материала. Контакт между песком и алевритом отчетливый. В одной из колонок осадков каньона в средней части склона (станция 8218) отмечено отчетливое уменьшение угла наклона прослоев песка к оси керна от 30 см наверху до 0 на глубине 210 см от поверхности дна (длина колонки 420 см). Подобное явление весьма трудно связать с наклонным вхождением грунтовой трубы в толщу осадков, скорее всего оно свидетельствует о наличии в отложениях крупной косой слоистости или о залегании слоев осадков в руслах каньонов в виде взаимосрезающихся линз мощностью до 2 м или несколько более. Иногда верхняя поверхность прослоев песка неровная, напоминает слабо асимметричные знаки ряби с высотой волны до 1 см и длиной 5–8 см.

Ритмичность в колонках осадков отмечается не всегда отчетливо. Во-первых, количество ходов илоедов бывает настолько велико, что осадок оказывается сильно переработанным или практически перемешанным с полным уничтожением первичных текстур и ритмичного строения. Во-вторых, в некоторых слоях алевритов мощностью около 1 м вообще нет прослоев песка, а встречаются лишь мелкие

линзочки песчаного материала мощностью до 0,5 см и длиной 3–10 см, соответствующие прирусловой фации осадков каньонов.

Во впадинах средней части склона накапливаются темно-серые, иногда черные однородные или неяснослоистые массивные алеврито-глинистые илы. В отложениях краевых частей этих впадин в отдельных интервалах встречаются частые тонкие прослои горизонтально-слоистого мелкозернистого кварцево-олигомиктового песка с биодетритом, отдельными гравийными зернами, мелкими гальками и окатышами (около 1 см в диаметре) уплотненных глин или более древних туфогенных пород, которыми сложен материковый склон. Этот материал сносится с окружающих поднятий путем оползания или незрелыми суспензионными потоками. Особенность осадков впадин — обилие растительного материала как наземного гумусового, так и сапропелевого, а также сильная, а местами сплошная биотурбация илов.

На уплощенных возвышенностях, разделяющих каньоны и впадины в средней части материкового склона, распространены окисленные коричнево-серые или зеленоватые глинисто-алевритовые илы, в разной степени песчанистые, плохо сортированные, содержащие в нижней части слоя щебенку, окатыши или гравий уплотненных глин или коренных туфогенных пород. К особенностям этих отложений относятся их достаточно сильная биотурбация и частое обилие микроконкреций глауконита крупнопесчаной размерности. Мощность этих отложений не превышает 1–2 м.

Узкие террасы крутой нижней части склона покрыты маломощным чехлом плохо сортированных алеврито-глинистых илов. Вблизи склона илы песчанистые, с включением мелкого гравия или щебенки коренных пород, как правило, неслоистые, биотурбированные.

В разных участках материкового склона ЦАЖ накапливается весьма разнообразный комплекс осадков — от тонких глинистых до крупнозернистых песчаных. Общая их черта — в целом плохая сортированность отложений, обогащение растительным гумусовым, а во впадинах сапропелевым веществом, сильная, порой и сплошная переработка илоедами вплоть до полного уничтожения первичных текстур. Ритмичное строение толщи осадков, хотя и не всегда ясно видимое, связано с периодичностью поступления кластического материала и его гравитационным перемещением к подножью склона. Отличие в составе песков, существенно кварцевых или туфогенных во впадинах и полимиктовых в каньонах, можно объяснить различными источниками сноса: разрушение и переотложение более древних коренных пород в первом случае и поступлением с шельфа — во втором.

Осадки днища желоба

Днище желоба имеет достаточно выровненный рельеф с перепадом глубин до 700 м (при максимальной глубине на полигоне Акапулько 5500 м и Монцанильо до 4900 м). Осадки, выполняющие

глубоководные западины дна желоба и наиболее приподнятые его участки, имеют свою специфику и особенности (см. рис. 1, IV, V).

В наиболее глубоких впадинах дна распространены илы — однородные, темно-серые, коричнево- или зеленовато-серые, неясноплосчатые или пятнистые, неслоистые, биотурбированные, обычно хорошо, реже среднеотсортированные глинистые или алеврито-глинистые. Среди этих однородных илов межконусных пространств и периферии конусов через 1–2,5 м по мощности встречаются прослойки по 5–20 см алевритов мелко- или крупнозернистых, песчаных или линзочками и прослоями неслоистых мелкозернистых полимиктовых или вулканомиктовых песков мощностью до 1 см, представляющих собой осадки дистальных частей русел или мелких лопастей автокинетических потоков.

Приподнятые участки днища желоба сложены осадками разно-масштабных конусов выноса, примыкающих к подножью материкового склона у устья каньона. Осадки южной части крупного конуса были изучены нами на полигоне Акапулько. Здесь современные отложения (длина изученных колонок до 3 м) представлены глинистыми илами мощностью до 1 м, коричнево- и зеленовато-серыми, неслоистыми, однородными, иногда слабо алевритистыми, в некоторых интервалах (по 5–10 см) с тончайшими миллиметровыми линзочками алеврито-песчаного, часто туфогенного (кристаллокластического) материала. Слои глинистых илов чередуются с пачками ритмичного переслаивания песков, алевритов и глин с мощностью ритмов от 3 до 25 см.

В основании ритмов на размытой неровной поверхности залегают мелко-, реже среднезернистые пески с горизонтальной волнистой слоистостью, подчеркиваемой растительным аттритом или алевритовым материалом с отчетливой прямой градационной сортировкой. Мощность слоя песков 1–5 см. Выше с постепенным переходом залегает алеврит, в кровле мелкозернистый, в основании крупнозернистый, с отчетливой горизонтальной и линзовидной слоистостью, подчеркиваемой линзочками глины и растительным аттритом. Мощность слоя алевролитов 5–15 см. Над алевритом с постепенным, но быстрым переходом распространен глинистый ил (мощность слоя 3–20 см) коричнево-серый, серый, в основании алевритистый, однородный. Биотурбации редки. Иногда в колонках осадков встречаются прослойки полимиктового песка мощности до 25 см мелкозернистого, в основании среднезернистого, почти лишнего глинистого материала, с тонкой горизонтальной, а в нижней части неправильной нарушенной или линзовидной слоистостью.

Образование подобных песчаных прослоев, имеющих отчетливую градационную сортировку, связано, скорее всего, с достаточно сильными потоками, приближающимися по своим параметрам к зерновым. В проксимальных частях конусов около подножья материкового склона и в устьях каньонов колонки осадков представлены подо-

бным переслаиванием, но с явным преобладанием в ритме песчаного материала. Иногда встречаются маломощные прослои крупнозернистых гравелитов и мелкогалечных конгломератов неслоистых, среднесортированных, почти лишенных песчано-алевритового цемента. Галька и гравий размером от 1 до 15 мм представляют в основном хорошо- или среднеокатанные обломки песчаников, туфов, плотных туфогенных глин, слагающих материковый склон желоба. В приподнятых участках днища желоба около подножия склонов при отсутствии крупных каньонов (полигон Монцонилю) в некоторых точках нам не удалось получить колонки осадков. Судя по следам на ноже грунтовой трубы, здесь под поверхностью дна распространены достаточно мощные слои гравийно-песчаных осадков.

Кластический материал в зону днища желоба поступал в основном за счет автокинетических потоков и оползней, формирующих отдельные мелкие конусы или веерные системы конусов у подножия материкового склона. Придонные течения перераспределяют терригенный материал вдоль оси желоба либо волочением песчаных частиц, либо конденсируя псаммитовый материал за счет удаления мелкого алеврита и глины, уносимых в наиболее глубоководные участки желоба (на периферию конусов и в межконусные пространства). Этот механизм позволяет объяснить наличие хорошо отмученного достаточно крупнозернистого материала на наиболее приподнятых участках дна желоба и в удалении от крупных каньонов.

В целом для осадков днища желоба характерны: средняя или хорошая сортировка материала, незначительная их биотурбация, обилие мелкого гумусового аттрита, четкая ритмичность строения, постепенное уменьшение размерности частиц от склона и устьев каньона к осевой части желоба и к западинам дна.

Осадки океанического склона желоба

Контрастный рельеф склона, наличие мелких и крупных замкнутых котловин и возвышенностей с превышением до 500–1000 м обусловили распространение здесь весьма разнообразных по гранулометрическому и текстурным особенностям осадков (см. рис. 1, VI–VIII).

В центральных частях впадин на океаническом склоне желоба широко развиты серые и коричнево-серые глинистые, в разной степени алевритистые или неслоистые, среднесортированные, сильно биотурбированные. К бортовым частям впадин в них появляются прослои мощностью до 20 см неслоистых глинисто-алевритовых осадков с окатышами серых и коричнево-серых уплотненных глин размером от 0,5 до 3 см. Как правило, по цвету окатыши отличаются от основной массы. Иногда в таких слоях появляются неясные деформационные текстуры, подчеркиваемые растительными остатками и линзочками глины бурого цвета. Расположение окатышей в слое обычно беспорядочное, сортировка отсутствует. В основании контакт отчетливый или резкий, в кровле постепенный. Чередование глини-

стых илов с окатышами и без них образует двучленный ритм, происхождение которого связано с гравитационным перемещением в краевую часть впадины частично литифицированного осадка сильно нагруженным незрелым пастообразным потоком-оползнем. Подобный тип ритмичного строения создается исключительно глинистым материалом, переносимым потоком на небольшие расстояния и имеющим незначительную примесь алевритовых частиц.

При наличии достаточного количества алеврита в перемещаемом осадке происходит более быстрое вызревание осадков, дифференциация алевритовой и глинистой составляющей. В этом случае суспензии при осаждении образуют двучленный ритм мощностью до 10–15 см, в основании которого залегает алеврит с горизонтальной прерывистой слоистостью (мощность слоя алевролита до 0,5 см), выше — глина (см. рис. 2, *II*).

В краевых частях впадин у подножий крутых склонов (станция 82101 — подножие горы Эль-Гордо) (см. рис. 1, *VII*) в основании алеврито-глинистых ритмов появляются прослои и линзы мелкозернистого песка, хорошо- или среднесортированного, с тонкой горизонтально-волнистой слоистостью, не ясной градиционной прямой сортировкой материала, мощность прослоев линз песка 0,2–1 см. Эти осадки образовались в проксимальных частях систем мелких конусов или отдельных потоков у подножия протяженного крутого склона. В зависимости от силы потока, объема обломочного материала и соотношения песчаной, алевритовой и глинистой составляющей в суспензии мощность образующегося при седиментации ритма в целом и отдельных его членов сильно колеблется. Мощность ритма изменяется от нескольких сантиметров до 0,5 м, редко 1 м.

На станции 82108, расположенной в седловине подводной горы Эль-Гордо (см. рис. 1, *VIII*), распространены неслоистые глинистые и алеврито-глинистые илы биотурбированные, иногда с текстурами оползания в основании слоев и с большим количеством окатышей уплотненных глин или линзочками алевритового материала. В целом эти отложения аналогичны осадкам во впадинах у оснований склонов (см. рис. 2, *I*). Мощность ритмов до 25 см.

Таким образом, для осадков океанического склона желоба характерны глинистые и алеврито-глинистые илы достаточно сильно биотурбированные, среднесортированные, в подавляющем большинстве случаев представляющие собой гравитационно перемещенные первичные отложения. Отмечены два типа ритмов в строении колонок переотложенных осадков: первый с окатышами, второй с алевритами в основании, связанные с отличиями в гранулометрическом составе гравитационно перемещенного первичного ила.

Как видно из приведенного материала, осадки каждой из трех зон (центральной, краевой и в седловине) желоба обладают присущими только им особенностями, которые вполне могут рассматриваться как генетические признаки при изучении древних морских отложе-

ний и особенно флишевых и флишеидных толщ ископаемых долино-веерных систем. Для осадков материкового склона характерны: плохая сортировка материала, обогащение как гумусовым, так и сапропелевым веществом, часто очень сильная, порой сплошная биотурбация, неотчетливая ритмичность и иногда залегание осадков в каньонах в виде взаимосрезающихся линз. Осадкам днища желоба присущи в целом средняя и хорошая отсортированность частиц, незначительная их биотурбация, обилие мелкого гумусового аттрита, четкая ритмичность отложений. На океаническом склоне распространены в основном алеврито-глинистые среднесортированные илы, относимые к отложениям автокинетических потоков разного типа, среди которых несколько преобладают потоки-оползни. Как уже отмечалось выше, в зависимости от гидродинамических условий и степени расчлененности рельефа дна в каждой из зон отмечены два контрастных режима осадконакопления: с одной стороны, спокойная седиментация во впадинах, с другой — перемещение отложений по склонам и накопление материала у их подножия за счет гравитационных процессов.

III. ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В.И.Копорулин

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕКЕМБРИЙСКИХ ФЛИШЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. АБАКАН

Северо-западная окраина Западного Саяна, в пределах которой расположен район среднего течения р. Абакан, в соответствии с существующими представлениями был в раннем кембрии частью островодужной системы [Березин, 1987; Дергунов, 1989; Херасков, 1979]. С севера она ограничивала крупный морской бассейн с корой океанического типа, протягивавшийся в Горный Алтай и Западную Монголию. Для системы был характерен интенсивный вулканизм, продуктом которого служила мощная спилито-кератофировая формация. Она формировалась в подводных условиях, о чем свидетельствует часто встречающаяся шаровая отдельность. В ряде мест зафиксированы вулканические аппараты центрального типа. В конце и начале раннего кембрия регион развивался на фоне растяжения земной коры, а во второй половине раннего кембрия и в среднем кембрии — на фоне скупивания, горизонтального перемещения пластин, оформления дифференцированного рельефа.

Среди нижнекембрийских образований наряду с вулканиками широко развиты мощные флишевые комплексы, изученные автором в долине р. Абакан от места слияния рек Большой и Малый Абакан до р. Арбаты. В составе флишевых комплексов присутствуют грубые микститы, содержащие обломки валунно-галечной и песчано-гравийной размерности, плохо сортированные гравелиты, песчаники, алевролиты, часто обогащенные пепловым материалом, а также горизонты туфов и известняков. Кластогенные породы образуют ритмы с прямой и обратной градационной сортировкой мощностью от нескольких метров до одного-двух десятков сантиметров.

Во флишевом комплексе выделены три свиты (снизу вверх): верхнемонокская, чеханская и курчепская. Верхнемонокская свита залегает согласно на вулканиках нижнемонокской свиты и выше постепенно сменяется чеханской свитой. Курчепская свита залегает в одних случаях согласно на чеханской свите, в других — с перерывом на вулканогенной нижнемонокской свите. Мощность каждой свиты до-

стигает 2–3,5 тыс.м. Находки в отложениях фауны археоциат, водорослей, иногда также трилобитов позволяют сопоставлять верхнемоннокскую и чеханскую свиты соответственно с боттомским и тойонским ярусами нижнего кембрия, а курчепскую свиту отнести к началу среднего кембрия.

Минералого-петрографическое изучение пород флишевого комплекса показало, что они имеют резко полимиктовый состав и включают обломки магматических пород, полевые шпаты, кварц, хлорит, иногда биотит. Среди акцессорных минералов установлены эпидот, цоизит, амфиболы, пироксены, апатит, некоторые рудные компоненты. Зерна пироксенов, амфиболов, эпидота и цоизита в большинстве случаев подверглись замещению новообразованными минеральными фазами, среди которых особенно широко развит крустификационный хлорит цемента, выполняющий поры песчано-гравийных пород.

В процессе исследований были подсчитаны количественные соотношения породообразующих компонентов (кварца, полевых шпатов, различных типов пород) в шлифах песчаников и гравелитов из разных горизонтов разреза. Результаты этого изучения суммированы на классификационной диаграмме с вершинами, отвечающими 100% —ному содержанию кварца, полевых шпатов и обломков пород в целом (рис. 1, А). На диаграмме точки состава кластогенных пород образуют серповидно изогнутое поле, в пределах которого наблюдается довольно постепенный переход от левой нижней части (содержание обломков пород до 80%, кварца — 0–7%, полевых шпатов 0–15%) к верхней (содержание обломков пород, кварца, полевых шпатов достигает соответственно 70, 20 и 10%).

В пределах поля выделяются четыре ассоциации, которые различаются не только соотношением породообразующих компонентов и положением на классификационной диаграмме, но и типами преобладающих изверженных пород, плагиоклазов, особенностями химического состава, в первую очередь содержанием SiO_2 .

I ассоциация содержит: кварца — 0–8%, полевых шпатов — 20–35% и обломков пород — 65–80%. Кварц в этой ассоциации, как и в двух последующих, представлен эффузивной разностью — изометричные, неправильной формы зерна слабой степени катаклазированнойности, с включениями рудной пыли, пузырьков жидкости и газа. Среди обломков полевых шпатов преобладает андезин, а среди обломков пород — основные и средние эффузивы (базальты, андезиты). В большинстве их основную роль играет сильно хлоритизированная основная масса с немногочисленными микролитами плагиоклазов. Для валового химического состава пород характерно содержание SiO_2 в среднем около 48% при интервале изменения примерно от 46 до 51%.

II ассоциации свойственно содержание кварца в песчано-гравийных породах 0–9%, плагиоклазов 25–75% и обломков пород 25–75%. Среди плагиоклазов преобладает андезин, а среди обломков пород —

основные и средние эффузивы (базальты, андезиты), хотя нередко присутствует заметная примесь кислых эффузивных пород (фельзитов, фельзит-порфириров, дацитов). Среди обломков основных и средних эффузивов наиболее многочисленны зерна, изобилующие микролитами плагиоклаза, часто с пилотакситовой структурой и редкими крупными выделениями этого минерала. Менее распространены зерна с преобладанием нераскristализованного стекла. Кислые эффузивы представлены тонкоагрегатной кварц-полевошпатовой основной массой с выделениями кварца и плагиоклаза (альбита, кислого и основного олигоклаза). В основной массе соотношение кварца и плагиоклаза (обычно сильно серицитизированного) изменяется в широком диапазоне. Содержание SiO_2 в породах в среднем составляет 58%, колеблясь от 52 до 60%.

III ассоциация характеризуется следующими содержаниями порообразующих компонентов: кварца — 10–27%, полевых шпатов — 35–65%, обломков пород — 20–48%. Среди полевых шпатов наиболее распространен кислый и основной олигоклаз, среди обломков пород — кислые эффузивы, аналогичные описанным во II ассоциации. В подчиненном, хотя и в достаточно изменчивом количестве присутствуют основные и кислые эффузивы. По данным полного силикатного анализа содержание SiO_2 в породах в среднем составляет примерно 65% при колебаниях от 64 до 66%.

IV ассоциация отличается максимальным содержанием кварца — 22–77%, содержание полевых шпатов составляет 10–40%. Кварц представлен главным образом зернами с мелкими выделениями альбита (кварц из плагиогранитов); среди плагиоклазов доминируют альбит и кислый олигоклаз, среди обломков пород — плагиограниты, представленные сростками кварца и альбита или кислого олигоклаза. Содержание SiO_2 в породах в среднем составляет 69%, колеблясь от 63 до 71%.

На диаграмме (рис. 1, Б) показано соотношение в каждой из ассоциаций различных типов обломков пород: плагиогранитов, кислых эффузивов, основных и средних эффузивов. Поля точек, отвечающих ассоциациям, дифференцированы с разной степенью четкости (рис. 1, Б). I–III ассоциации, не содержащие обломков плагиогранитов, располагаются вдоль основания треугольника, при этом точки I ассоциации локализованы вблизи левой (нижней) вершины треугольника (100% основных эффузивов), а точки III ассоциации — вблизи правой нижней вершины (100% кислых эффузивов). Точки состава II ассоциации располагаются в широком интервале от левой вершины треугольника до середины основания (50% обломков кислых, основных и средних эффузивов), намечая таким образом постепенный переход между I и III ассоциациями. Поле точек IV ассоциации, характеризующейся примерно равными содержаниями кислых, основных и средних эффузивов и содержаниями плагиогранитов от 20 до 90%, образуют протяженное поле вдоль высоты треугольника.

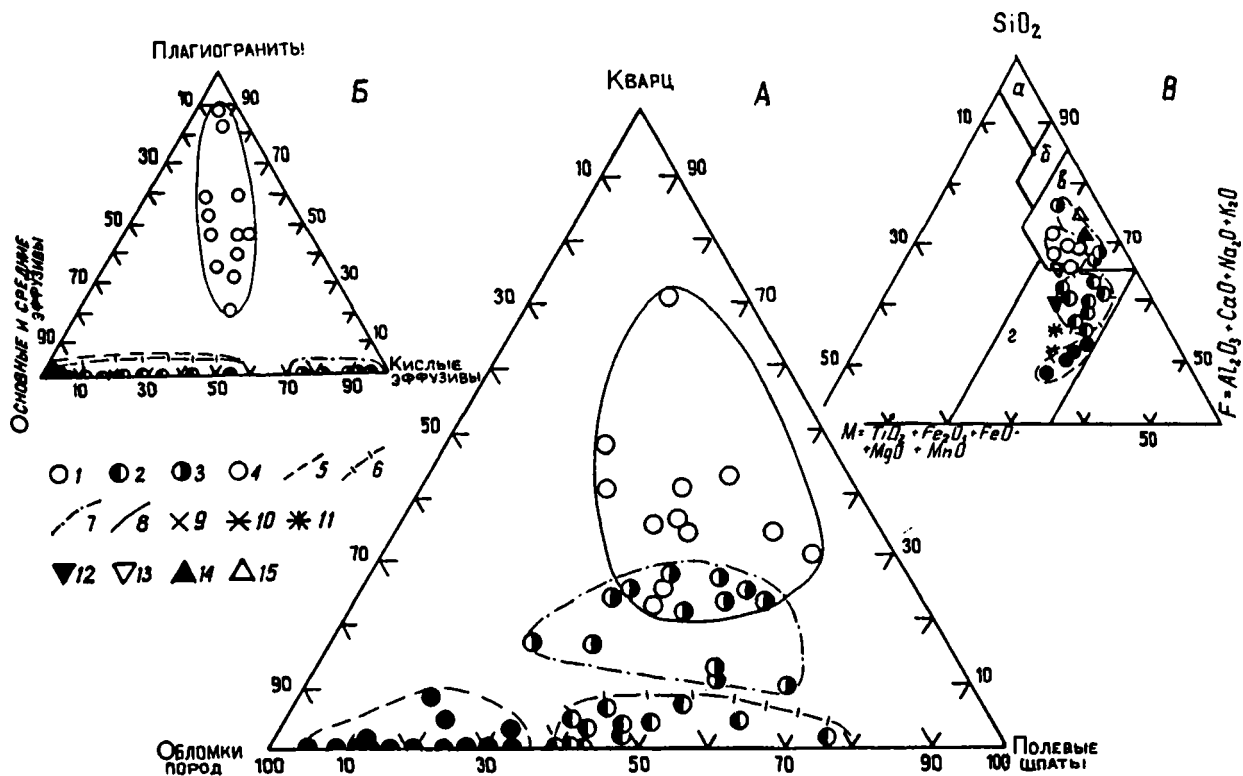


Рис. 1. Диаграммы соотношений породообразующих компонентов и окислов химических элементов в песчано-гравийных породах флишевого комплекса

Соотношение: *A* — породообразующих компонентов пород (кварца, полевых шпатов и обломков пород в целом), *B* — различных типов пород (плаггиогранитов, кислых эффузивов, основных и средних эффузивов), *B* — окислов. Поля разностей пород (по: [Коссовская, Тучкова, 1988]): *a* — кварцевых, *b* — олигомиктовых, *в* — полимиктовых, *г* — вулканомиктовых.

Точки состава песчано-гравийных пород по ассоциациям: 1 — I, 2 — II, 3 — III, 4 — IV; границы полей ассоциаций: 5 — первой, 6 — второй, 7 — третьей, 8 — четвертой; точки состава магматических пород: 9, 10 — базальты (9 — оливиновые, 10 — толеитовые); 11 — андезит-базальты; 12 — андезиты; 13 — дациты; 14 — плаггиолипариты; 15 — плаггиограниты (трондьемиты)

В нем максимальные содержания обломков плаггиогранитов (55–90%) характерны для крупнозернистых песчаников и гравелитов.

Породы всех четырех ассоциаций обнаруживают полное отсутствие в них переотложенного материала метаморфических комплексов (глинистых и слюдистых сланцев, гнейсов, кварцитов), т.е. пород, характерных для блоков с корой континентального типа. Из числа осадочных пород встречаются редкие зерна алевролитов и мелкозернистых песчаников, аналогичных по составу вмещающим породам, а также мелкокристаллических известняков. Последние особенно многочисленны в отложении курчепской свиты.

I и II ассоциации наиболее распространены в разрезе и на площади, слагая верхнемонокскую и чеханскую свиту, III ассоциация приурочена к отдельным горизонтам разреза в пределах развития I и II ассоциаций. Мощность таких горизонтов не превышает нескольких десятков — ста пятидесяти — двухсот метров. Наиболее мощный из них приурочен к базальной части верхнемонокской свиты. IV ассоциация локализована в рамках нижней части курчепской свиты среднего кембрия. Эти породы, именовавшиеся некоторыми исследователями из-за их состава "гранитными" песчаниками, вновь сменяются вверх по разрезу вулканомиктовыми разностями пород [Херасков, 1979].

Усредненные результаты полного силикатного анализа пород разных ассоциаций показывают, что они, несмотря на различия в содержании SiO_2 , обнаруживают черты значительного сходства и характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (не более 1%) и K_2O (менее 1%) при довольно высоком содержании Na_2O — до 3–4% (табл. 1).

На классификационной диаграмме пород, базирующейся на данных их химического состава, точки всех четырех ассоциаций образуют почти непрерывную полосу в пределах полей вулканомиктовых полимиктовых (аркозовых) разностей (см. рис. 1, B). При этом точки составов I и II ассоциаций приурочены к нижней части полосы, наиболее бедной кремнеземом, а III и IV — к верхней, наиболее богатой кремнеземом.

Т а б л и ц а 1

Средний химический состав кластогенных нижнекембрийских пород северо-западной части Западного Саяна

Компоненты	Ассоциации			
	I	II	III	IV
SiO ₂	47,85	57,21	66,86	65,46
TiO ₂	0,94	0,87	0,56	0,75
Al ₂ O ₃	15,60	16,60	13,43	12,75
Fe ₂ O ₃	4,61	2,31	1,56	2,48
FeO	3,99	3,92	1,74	3,51
MnO	0,18	0,07	0,07	0,13
MgO	3,72	2,77	0,85	2,04
CaO	12,31	7,98	4,64	4,25
Na ₂ O	3,32	3,16	4,64	3,49
K ₂ O	0,53	0,89	0,96	0,69
CO ₂	2,65	0,91	2,54	1,23
P ₂ O ₅	0,22	0,17	0,08	0,08
H ₂ O ⁺	3,37	2,63	1,64	2,70
H ₂ O ⁻	0,45	0,24	0,26	0,54
Сумма	99,74	99,73	99,83	100,10
Количество анализов	5	6	3	5

Набор обломочных компонентов, входящих в состав I, II и III ассоциаций вполне отвечает набору пород, составляющих спилит-кератофировую формацию, к которой относятся венд-раннекембрийские вулканические комплексы Западного Саяна. Особенности состава песчано-гравийных пород IV ассоциации свидетельствуют о появлении в питающих провинциях крупных интрузий плагиогранитов. Последние также установлены в смежных районах.

По данным Н.Н.Хераскова [1979], для спилит-кератофировой формации северного склона Западного Саяна характерно контрастное сочетание основных эффузивов (базальтов, диабазов) с кислыми эффузивами (кератофирами, кварцевыми кератофирами) при ограниченном развитии средних эффузивов (андезитов). В разрезах на долю основных эффузивов приходится 52–65%, кислых — около 30% и средних — 1–3%. Хотя наблюдаются достаточно резкие колебания количественных соотношений этих трех групп пород, максимальные содержания средних эффузивов свойственны верхней части нижнего кембрия только в районах, расположенных к северо-востоку от изученного района.

По петрохимическим особенностям породы спилит-кератофировой формации близки породным ассоциациям спилит-кератофировых формаций верхнего мезозоя и кайнозоя Курильской и Алеутской островных дуг. Они характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (до 0,9–1% в основных эффузивах и 0,3–0,5% — в кислых) и K_2O (до 0,43% в основных и 0,72% — в кислых), при относительно высоком содержании Na_2O (до 3,72% в основных и 4,6% в кислых) (табл. 2).

Плагииграниты, протягивающиеся по северо-западной окраине Западного Саяна в виде ряда плутонов разной величины, в целом комагматичны кварцевым кератофирам спилит-кератофировой формации и во многом сходны с ними. Они состоят из альбита (60–65% всей породы), кварца (26–30%) с небольшой примесью роговой обманки и биотита. Породы имеют резко выраженную натриевую специализацию: содержание Na_2O в них в среднем составляет 4,15%, K_2O всего 0,66%, среднее содержание TiO_2 — 0,28, окислов железа ($FeO + Fe_2O_3$) 4,14%, SiO_2 — 73,4% (табл. 2). Внедрение трондьемитов охватывало длительный отрезок времени, включая ранний и средний кембрий. Галька этих пород установлена еще в верхнемо-

Таблица 2

Средний химический состав магматических нижнекембрийских пород северо-западной части Западного Саяна

Компоненты	Типы пород						
	Оливиновые базальты	Толеитовые базальты	Андезитобазальты	Андезиты	Дациты	Плагиипариты	Трондьемиты
SiO_2	46,68	50,27	53,48	59,02	63,31	71,80	73,43
TiO_2	0,93	1,06	0,81	0,84	0,56	0,33	0,28
Al_2O_3	15,84	15,49	14,96	13,94	14,06	12,27	13,10
Fe_2O_3	4,41	3,70	4,19	4,85	4,37	1,63	1,76
FeO	7,98	8,77	7,37	5,45	3,39	4,00	2,39
MnO	0,23	0,20	0,14	0,04	0,09	0,09	0,08
MgO	5,77	5,74	4,24	2,97	2,39	1,31	0,07
CaO	7,78	7,24	6,25	5,65	2,90	1,46	2,23
Na_2O	3,64	3,72	4,29	4,04	5,04	4,63	4,15
K_2O	0,24	0,43	0,28	0,23	1,00	0,72	0,06
P_2O_5	0,16	1,14	0,16	0,62	0,17	0,16	0,06
П.п.п.	7,38	3,95	3,82	2,69	2,31	1,44	1,12
Количество анализов	5	19	11	4	10	39	15

нокской свите, а некоторые интрузивные тела прорывают чеханскую свиту.

На диаграмме, суммирующей данные полного силикатного анализа пород (рис. 1, В), положение точек усредненного состава различных типов магматических пород, развитых в этом регионе, близко к положению точек осадочных пород (см. рис. 1, В). При этом I и II ассоциации обнаруживают значительное сходство соответственно с базальтами и андезитами, а III и IV ассоциации — с трондьемитами и плагиолипаритами.

Значительное сходство минерально-петрографического и петрохимического состава терригенных и магматических образований раннего кембрия в пределах изученного региона свидетельствует о том, что терригенная седиментация здесь осуществлялась за счет переотложения продуктов разрушения эффузивов спилито-кератофировой формации и комплекса плагиогранитов, т.е. за счет сугубо местных источников сноса.

В последние годы накоплен большой материал, характеризующий особенности вещественного состава песчаных осадков, накопившихся в различных структурно-тектонических зонах континентальных и океанических блоков Земли, что позволяет рассматривать такие особенности как один из критериев при палеотектонических реконструкциях [Коссовская, Тучкова, 1988; Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson, 1982; Enkelboll, 1982; Lindberg, 1991].

При этом для отложений континентальных блоков и молодых орогенов характерны содержания обломков кварца примерно от 50 до 100% всей кластогенной фракции. В отложениях Мирового океана содержание этого минерала ниже 50%. Минимальные содержания кварца (не более нескольких процентов) свойственны осадкам, накопившимся в глубоководных впадинах, внутриокеанических островных дугах, на склонах желобов. Это, а также существенные вариации обломков пород и полевых шпатов определяют локализацию точек их состава вблизи основания классификационного треугольника (рис. 2, А). В этих осадках плагиоклазы обычно представлены андезином, а обломки пород — основными эффузивами или вулканическим стеклом.

В песчаных осадках островодужных систем, являющихся частью активных континентальных окраин, содержание кварца изменяется в интервале 0–45–50%, полевых шпатов — 15–60%, обломков пород 20–70% (см. рис. 2, Б). Среди полевых шпатов наряду с разнообразными плагиоклазами нередко присутствуют калиевые полевые шпаты, а среди обломков пород вместе с основными и средними эффузивами обычны гранитоиды, разнообразные гнейсы, сланцы. Подобные особенности таких осадков определяются, с одной стороны, поступлением материала с прилежащих участков континента, с другой стороны — с эволюцией самих островных дуг, в частности с вскрытием в них все более глубоко залегающих комплексов, включая аккреци-

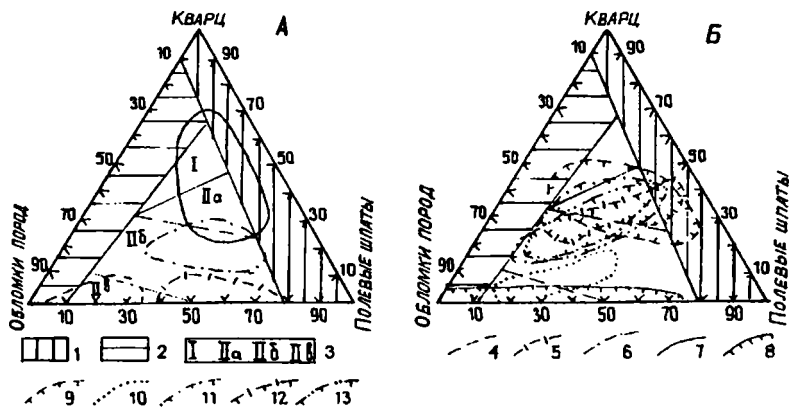


Рис. 2. Классификационные диаграммы состава песчаных осадков и положение на них пород раннекембрийского флиша и островодужных комплексов в районах Циркумпацифики

Осадочные бассейны в пределах: 1 — континентальных блоков, 2 — ремобилизованных орогенов, 3 — островных дуг (I — смешанных, IIa — расчлененных, глубоко эродированных, IIб — переходных, IIб — нерасчлененных, слабо эродированных); А — терригенно-минеральные ассоциации нижнекембрийского флиша в Западном Саяне: 4 — первая, 5 — вторая, 6 — третья, 7 — четвертая; Б — состав осадков в пределах Циркумпацифики [Dickinson, 1982; Enkelboll, 1982; Lindberg, 1991; Passard, Hesse, 1982]: 8 — западное побережье Гватемалы (Q-N₂), 9 — юго-западное побережье Мексики (Q-N₂), 10 — Новая Зеландия (P-J), 11 — формация Грейт-Вэлли, западное побережье США, 12 — Францисканская формация, западное побережье США (J₃-P₂), 13 — южное побережье Аляски (J₃-P₃)

онные призмы и интрузивные тела гранитоидов. Соответственно различаются ассоциации осадков нерасчлененных, слабоэродированных переходных и расчлененных глубокоэродированных островных дуг (см. рис. 2).

По расположению точек в пределах классификационного треугольника и некоторым особенностям минерально-петрографического состава среди изученных нижнекембрийских отложений выделяются различия, сходные с осадками внутриокеанических зон седиментации, с одной стороны, и островных дуг в зонах активных континентальных окраин — с другой. Последние охватывают всю гамму переходов от нерасчлененных островных дуг к расчлененным. При этом породы, отвечающие расчлененным островным дугам, несмотря на повышенное содержание в них кварца и гранитоидов, не обнаруживают материала, сносившегося с блоков континентальной коры. Присутствие среди гранитоидов лишь плаггиогранитов, очень близких по составу к кислым эффузивам, присутствующим в заметном количестве по всему разрезу, свидетельствует о том, что комплекс нижне-среднекембрийских осадков содержит информацию об эволюции магматизма в пределах островной дуги.

Отмеченные особенности флишевого комплекса северной окраины Западного Саяна, по-видимому, являются следствием их приуроченности к внутридуговому бассейну, изолированному от континентальной суши, в котором кластогенная седиментация развивалась за счет разрушения вулканических, а затем и плутонических комплексов в смежных вулканических поднятиях.

Такое заключение согласуется с выводами о тектонической природе этого региона в раннем кембрии. Действительно, по данным Н.Н.Хераскова [1979], район верхнего течения р. Абакан в ранне- и среднекембрийское время был приурочен к прогибу, разделявшему две вулканические гряды (Хансыно-Амыльскую — на севере и Джойскую на юге), которые были ориентированы в субширотном направлении. Накопление осадков в прогибе осуществлялось за счет разрушения вулканитов этих двух гряд, а поступление материала из других областей сноса было исключено. Таким образом, изучение минерально-петрографических флишевых комплексов северной окраины Западного Саяна позволяет выявить важные и достаточно тонкие моменты древней обстановки осадконакопления.

Литература

- Березин Н.А.* Геодинамическая обстановка формирования кембрийских олистостром Хемгикско-Систигхемской зоны Тувы // Геология и геофизика. 1987. N 1. С. 3–11.
- Дергунов А.Б.* Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
- Коссовская А.Г., Тучкова М.И.* К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. N 2. С. 9–24.
- Херасков Н.Н.* Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с.
- Dickinson W.R., Suczek C.A.* Plate tectonics and sandstone compositions // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. Vol. 63, N 12. P. 2164–2182.
- Dickinson W.R.* Compositions of sandstones in Circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins // Ibid. 1982. Vol. 66, N 12. P. 121–137.
- Enkelboll R.H.* Petrology and provenance of sands and gravels from the Middle America trench and trench slope, Southwestern Mexico and Guatemala // Init. Rep. DSDP. 1982. Vol. 66. P. 521–530.
- Lindberg N.* Detrital record of the early Central American magmatic arc. Petrography of intra oceanic fore-arc sandstones // Geol. Soc. Amer. Bull. 1991. Vol. 103, N 7. P. 905–915.
- Passard S., Hesse R.* Provenance of detrital sediments from the middle America transect off Guatemala // Init. Rep. DSDP. 1982. Vol. 67. P. 507–513.

Р.М.Юркова, Б.И.Воронин

ПОРОДНЫЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ФЛИШОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРЕДДУГОВЫХ ПАЛЕОЗОН (на примере Сахалина и Камчатки)

Строение и состав вулканогенно-осадочных и терригенных флишеидных комплексов с турбидитным типом седиментации в различных склоновых обстановках подробно освещались в литературе по-

следнего десятилетия и в предыдущих разделах этого сборника [Хворова, 1978, 1980, 1989; Геосинклиальная..., 1984]. Цель статьи — увязать состав породных и минеральных ассоциаций вулканогенно-осадочных комплексов со структурными позициями (типами) вулканических палеодуг и условиями формирования отложений на их внешних склонах.

В рассмотрении включены разновозрастные отложения внешнего склона приматериковой Тайгоносской вулканической дуги (валанджин) и энсиматических приокеанических дуг ранней и поздней стадий их развития: п-ов Шмидта на Сахалине (сеноман-турон), о-в Карагинский (маастрихт-палеоцен) и хребет Северный Кумроц (кампан-палеоцен) соответственно [Белый, 1974; Рождественский, Речкин, 1982; Чехов, 1982; Цуканов, Зинкевич, 1987; Юркова, 1991; Юркова, Соколова, Воронин и др., 1992; и др.]. Как островодужная система энсиматического типа рассматривается Вывенско-Ватынская зона [Чехович, Богданов, Кравченко-Бережной и др., 1990].

Оригинальные данные авторов по этой проблеме связаны с изучением породных и минеральных парагенезисов сеноман-туронских отложений тойской и томинской свит на п-ове Шмидта, раkitинской, богатинской и березовской свит Восточно-Сахалинских гор, аянско-го, тавенского и ватынского комплексов Вывенско-Ватынской зоны Корякского хребта в районе Сейнавского и Гальмоэнанского массивов офиолитов, алтынского, уколкинского и ветловского комплексов хребта Северный Кумроц [Юркова, 1991; Юркова, Соколова, Воронин и др., 1992].

Особенности литогенеза осадочных комплексов, сформированных в завершающие этапы становления офиолитов, рассмотрены на примере неогеновых нефтегазоносных отложений Северного Сахалина. Выбор объектов был обусловлен стремлением проанализировать специфику породообразования в бассейнах на внешних частях и склонах островодужных поднятий, в структурах которых происходило формирование и становление офиолитовых ассоциаций, что было показано нами ранее [Юркова, 1991].

Кроме того, были проанализированы данные о породных и минеральных ассоциациях других преддуговых вулканогенно-осадочных флишоидных комплексов, в частности верхнемеловых отложений пикежской свиты п-ова Камчатский мыс, верхнемеловых палеогеновых отложений о-ва Карагинский, нижне-верхнемелового комплекса накыпыйлякского покрова Корякского хребта. Эти данные заимствованы из литературных источников [Шапино, 1976; Руженцев, Бялобжеский, Григорьев и др., 1982; Иващенко, Казакова, Стрельцов, 1986; Григорьев, Крылов, Соколов, 1987; Чехович, Богданов, Кравченко-Бережной и др., 1990]. Для сравнения привлекались сведения о химическом и минеральном составе пород маастрихтского вулканогенно-осадочного комплекса о-ва Шикотан [Гаврилов, Соловьева, 1973], современных глубоководных песков [Maupard,

Valloni, 1982], разнофациальных пород Японии [Valloni, Maynard, 1981], Филиппинского моря [Геология..., 1980], древних турбидитов [Maynard, Valloni, 1982], эвгеосинклинальных песчаников [Middleton, 1960], вулканогенных граувакк [Crook, 1974].

Строение и состав флишоидных комплексов

Наиболее типично флишоидные комплексы преддуговых палеозон представлены в восточной части п-ова Шмидта. Здесь и в Восточно-Сахалинских горах породы этих комплексов окружают выходы офиолитов. Офиолитовая ассоциация п-ова Шмидта рассматривается как выход на поверхность образований мелового желоба [Рождественский, Речкин, 1982]. Формирование вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса отнесено к раннеостроводужному этапу (рис. 1).

Основу разрезов флишоидного комплекса составляют пачки ритмичного чередования песчаников, алевролитов (преимущественно кремнистых), кремней и аргиллитов или песчаников с алевролитами. Наблюдается чередование пород трех рангов: тонкое (1–2 мм), среднее (3–5 мм) и толстое (10–25 мм). Песчаники в ритмичных пачках мелкозернистые, часто с параллельной слоистостью. Пачки мощностью от 1–7 до 20–30 м сочетаются с горизонтами средне-мелкозернистых песчаников мощностью от 0,35 до 2,5 м, реже до 4,0 м, как массивных, так и слоистых, в том числе градационно слоистых. Характерны многослой турбидитов АВЕ, ВСДЕ, СДЕ, редко АВСДЕ общепринятой турбидитной модели [Хворова, 1978]). В разрезе многократно повторяются прослои измененных тонких витрических туфов или апопелловых метасоматитов (туфосилицитов) мощностью от 5–10 см до 2,5–3,0 м. Они имеют линзовидную форму.

Ниже приводится описание фрагмента разреза этого комплекса.

	Мощность, м
1. Ритмическое чередование песчаников, кремнистых алевролитов и кремней. Мощность слоев песчаников от 1 до 6 см, кремнистых алевролитов — от 15 см, кремней — от 2,5 до 10 см. Песчаникам присущи горизонтальная слоистость ряби. Общая мощность	33,5
2. Песчаник светло-серый мелкозернистый, в центральной части слоя тонкоплитчатый, в нижней и верхней — массивный	30,35
3. Тонкое (1–2,5 см) ритмичное переслаивание песчаников, кремнистых алевролитов и аргиллитов	30,6
4. Песчаник с текстурой турбидита в верхней части (многослой АВСДЕ)	31,25
5. Песчано-алевролитовая пачка	30,5
В верхней части пачки выделяется слой тонко-горизонтальнослоистого песчаника мощностью 7 см (контурит). Ниже этого слоя наблюдается чередование (1–1,5 см) песчаников и алевролитов.	
6. Кремнистый алевролит, тонкослоистый	10,45
7. Песчаная пачка, отчетливо слоистая в средней (5 см) части	10,25
8. Ритмическое чередование, аналогичное первому слою	12,5
9. Измененный пелловый туф	10,6
10. Ритмическое чередование песчаников, кремнистых алевролитов и аргиллитов	11,5

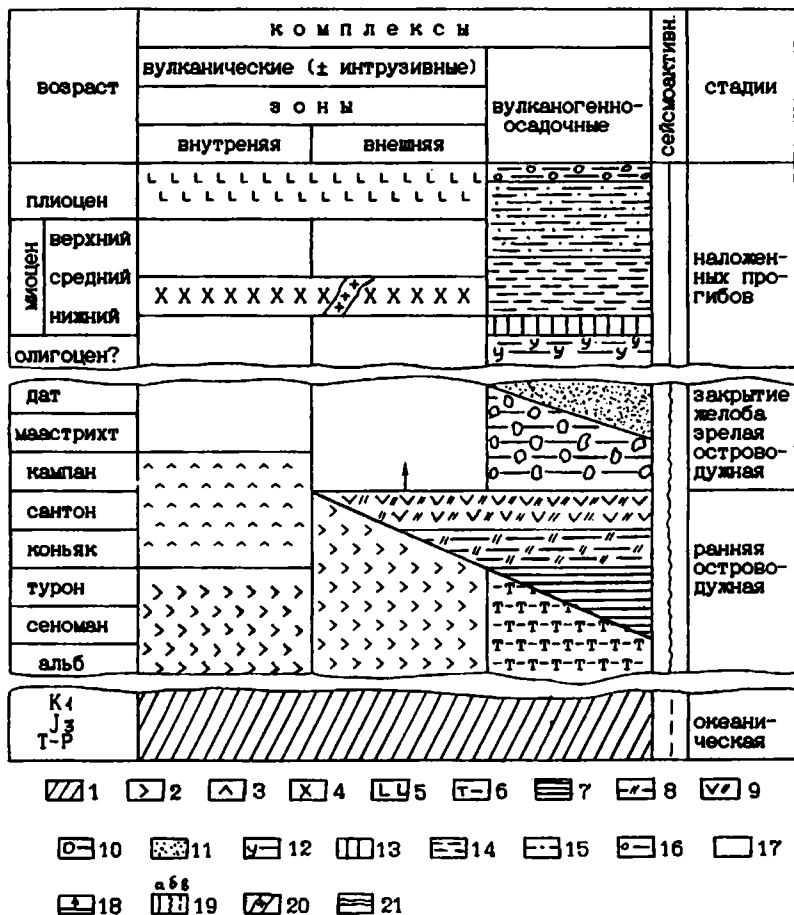


Рис. 1. Схема сопоставления вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов фронтальной части энсиматической островной дуги Восточного Сахалина

Комплексы: 1 — вулканогенно-кремнистый океанический, 2 — спилит-кератофировый, 3 — трахиандезит-трахибазальтовый, 4 — андезито-базальтовый, 5 — щелочных габброидов, 6-10 — вулканогенно-осадочные (6 — туфо-глинисто-кремнистый, 7 — вулканотерригенный флишоидный, 8 — кремнисто-глинистый, 9 — вулканогенно-кремнистый, 10 — олистостромовый), 11 — вулканотерригенный, 12 — угленосный континентальный, 13 — терригенный флишоидный, 14 — глинисто-кремнистый, 15 — песчано-глинистый морской (нефтегазоносный), 16 — грубопесчаный с лигнитами, 17 — амагматические условия, 18 — подъем и вывод офиолитов, 19 — сейсмоактивность: а — слабая, б — интенсивная, в — предполагаемая; 20 — интрузивные тела гранодиоритов; 21 — значительные перерывы в осадконакоплении и вулканизме. Кроме материалов Р.М.Юрковой [1972], использованы данные: [Алексейчик и др., 1963; Гранник, 1978; Евдокимова, 1963; Ковальчук, Евдокимова, 1967; Меланхолина, 1988; Разницын, 1982; Речкин, 1984; и др.]

11. Алопепловый метасоматический кварцевый альбитит	13,0
12. Пачка песчаников горизонтальнослоистых, тонкоплитчатых и массивных	12,4
13. Измененный пепловый туф	11,75
14. Песчаник средне-мелкозернистый с горизонтальной слоистостью в верхней части (многослой АВ турбидита)	10,35
15. Кремнистый алевролит, остроугловатооскольчатый	16,0

Встречаются горизонты отложений пастообразных потоков грубослоистых с градационной слоистостью мощностью до 2 м (рис. 2). Форма крупных обломков угловатая и угловато-окатанная. Размеры обломков в среднем 0,8–2,5 см, реже 3–6 см. Характерны нарушения грубослойной текстуры.

Обычен следующий тип строения этих горизонтов:

	Мощность, м
1. Конглобрекция с размерами обломков от 0,5 до 4,0 см, нарушенной грубослойной текстуры (см. рис. 2)	10,12
2. Песчаник разнозернистый с плавающей галькой обратно градируемый	10,15
3. Аргиллит	10,03
4. Песчаник инверсионно градируемый	10,15
5. Конглобрекция слоя 1	10,10

По текстурно-структурным особенностям и характеру стратификации рассматриваемые отложения вполне сопоставимы с отложениями проксимально-дистальной части каньонно-веерных систем конусов выноса вулканотерригенного и терригенного материала. Присутствие лепешковидных мергелистых конкреций может служить свидетельством условий осадкообразования частично выше уровня карбонатной компенсации.

Информация о составе поставщиков вулканотерригенного и терригенного материала получена при изучении обломочных компонентов дебритов и грейнитов. В результате установлены следующие группы обломков пород и минералов, охватывающие зерна и фрагменты минералов и пород размерностью от 0,4 до 4,0 см.

1. Спилиты и спилитизированные плагиобазальты гиалопилитовой, микролитовой и везикулярной структуры. Для них характерны альбитовый и альбит-олигоклазовый состав плагиоклазов, присутствие в везикулах и основной массе хлорита и пумпеллита или кальцита.

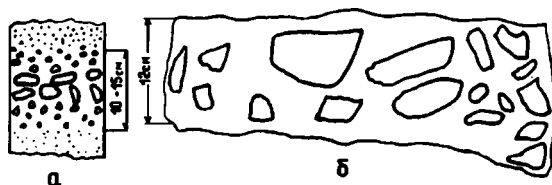


Рис. 2. Зарисовки текстур отложений пастообразных потоков: а — инверсионно градируемые слои; б — форма и ориентировка обломков

2. Измененная спилито-базальтовая подводная гиадокластита, часто овальной формы, с перлитовой отдельностью, флюидальностью и везикулярными структурами. Изменения состоят в образовании хлорита, пумпеллиита и лейкоксенизированной рудной "сыпи".

3. Кератофиры, в которых плагиоклаз часто замещен пиррофиллитом: кварцевые кератофиры и плагиограниты с измененными биотитом и роговыми обманками, с альбитом, кварцем, новообразованным адуляром и серицитом.

4. Продукты пропилитизации основных и кислых вулкаников, в частности хлорит-эпидотового и кварц-серицит-сметитового состава.

5. Туфолавы, часто смешанного спилит-кварц-кератофирового состава и измененные кристалло-витрокластические туфы.

6. Кристаллы: кварца размерностью до 2-4 см (крупные зерна его трещиноваты и по трещинам ожелезнены); плагиоклазов, имеющих состав от альбита до андезина, клинопироксенов, роговых обманок, биотита, адуляра и рудных минералов (табл. 1).

Содержание кварца изменяется от 0 до 20%, плагиоклазов 20-30%. Содержание биотита или клинопироксенов в песчаных породах ряда грейнитовых пластов достигает 5-10%. Встречены хлоритовые псевдоморфозы по пироксенам. Постоянно присутствуют магнетитовые или железистые роговые обманки, неравномерно замещенные актинолитом и хлоритом. В целом для этого типа песчаников характерны высокие (25%) содержания обломков пород. Они могут быть отнесены к полевошпатовым или кварц-полевошпатовым грауваккам [Шутов, 1975].

7. Окремненные и монтмориллонитизированные пепловые туфоаргиллиты и туфоалевролиты, часто содержащие радиолярии, а также яшмоиды и кремни. Для этих обломков характерна уплощенно-удлиненная форма. Они часто ориентированы вдоль напластования.

Все перечисленные группы обломков пород и минералов, с некоторыми исключениями для последней, прослеживаются и узнаются также в обломочных минеральных ассоциациях турбидитов и контуритов размерностью 0,2-0,5 мм. Однако в контуритах наблюдается тенденция увеличения аркозовости обломочного материала, связанная с одновременным ростом содержания плагиоклазов и серицита. Для них также характерно усиление роли обломков спилито-базальтов. Для песчаников турбидитных потоков установлены повышенные (от 5-7 до 10-12%) содержания в обломочной ассоциации рудных компонентов, представленных ильменитом и магнетитом, которые часто образуют послойные скопления. Замечено частичное замещение магнетита сульфидами железа и меди. С присутствием сульфидов связаны высокие (100 г/т) содержания Zn в граувакках [Юркова, 1991].

На основе данных изучения обломочных минеральных ассоциаций песчаных пород создается впечатление, что главным источником

Т а б л и ц а 1

Химический состав минералов обломочных ассоциаций вулканотерригенных песчаных пород
флишондного комплекса Восточного Сахалина

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	53,19	52,79	53,17	63,10	63,58	60,97	32,48	28,37	26,55	31,35	35,76	66,91
TiO ₂	0,44	0,46	0,34	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,04	0,04	4,28	0,3
Al ₂ O ₃	0,95	2,31	3,58	17,07	17,48	24,89	17,04	15,20	16,52	16,14	14,55	18,98
Cr ₂ O ₃	0,29	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,05	0,09	0,09	0,04	Не опр.	0,02
FeO	10,17	9,16	10,59	0,00	0,08	0,24	24,91	25,39	27,15	28,17	17,19	0,05
MnO	3,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	13,14	14,83	15,86	0,00	0,00	0,00	17,18	17,37	12,72	15,16	13,26	0,09
CaO	18,82	19,51	19,47	0,02	0,00	8,49	0,17	0,13	0,12	0,23	0,47	0,41
Na ₂ O	0,26	0,39	0,32	1,02	0,07	5,82	0,00	0,00	0,02	0,18	0,24	11,88
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	17,07	16,78	0,63	0,47	0,01	0,04	0,15	6,70	0,13
Сумма	100,96	99,45	103,33	98,28	97,99	101,04	92,32	86,61	83,25	91,46	92,45	98,77
Ионы	6(O)			8(O)			14(O)				11(O)	8(O)
Si	1,99	1,95	1,91	3,00	2,95	2,69	3,20	2,99	2,98	3,17	2,76	2,98
Al ^{IV}	0,01	0,05	0,09				0,80	1,01	1,02	0,83	1,14	
				0,95	0,95	1,29						1,00
Al ^{VI}	0,03	0,08	0,06				1,18	1,00	1,07	1,13	0,18	

Tl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,24	0,00
Cr	0,01	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,00	0,01	0,01	0,00	He опр.	0,00
Fe ²⁺	0,32	0,28	0,32	0,00	0,00	0,01	2,05	2,23	2,58	2,37	1,10	0,00
Mn	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,74	0,82	0,85	0,00	0,00	0,00	2,54	2,74	2,15	2,30	1,53	0,00
Ca	0,75	0,77	0,75	0,00	0,00	0,40	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02
Na	0,01	0,02	0,02	0,09	0,01	0,50	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	1,03
K	0,00	0,00	0,00	1,04	0,99	0,04	0,06	0,00	0,00	0,02	0,66	0,00
Fs в %	17,7	15,0	16,7	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
En "	40,9	43,8	44,3	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Wo "	41,4	41,2	39,0	"	"	"	"	"	"	"	"	"
An "	Нет	Нет	Нет	"	"	44,4	"	"	"	"	"	96,0
Ab "	"	"	"	"	"	54,6	"	"	"	"	"	4,0

П р и м е ч а н и е. Данные электронно-зондового микроанализа (MS-46). Аналитик Б.И.Воронин. Точность анализа 100 ± 2 мас. %. 1-3 — клинопироксены (авгиты), 4, 5 — калиевые полевые шпаты, 6, 12 — плагиоклазы, 7-10 — хлориты, 11 — биотит. Составляющие минералов: Fs — ферросилитовая, En — энстатитовая, Wo — волластонитовая, An — анортитовая, Ab — альбитовая.

обломочного вещества для пород флишоидного комплекса служили вулканы контрастной спилит-кератофировой серии, при том что формирование ее частично совпало с этапом вулканогенной и вулканотерригенной седиментации флишоидного комплекса (см. рис. 1).

Это подтверждается составом обвальнo-оползневых горизонтов мощностью от 4–6 до 45–50 м, которые прослеживаются в разрезах внутри алевролитo-песчаных ритмических пачек. Они имеют брекчиево-блоковое строение, сформированы, по-видимому, за счет раздробления, брекчирования крутых стенок склона или каньонов, по которым транспортировался обломочный материал. Блоки, которые заключены в алевропелитовую матрицу, имеют линзовидный облик и ориентированы по наслоению. Линзы и брекчированные горизонты состоят из разноразмерных обломков и глыб спилитов, спилитизированных плагиобазальтов, диабазов, измененных плагиогранитов, туфов кварцевых кератофиров, туфов смешанного спилит-кварцево-кератофирового состава и пропицитизированных кварцевых кератофиров, кремней и яшмоидов.

Следует отметить, что в песчаных породах не всегда удавалось разделить вулканотерригенный и терригенный типы обломков. Это связано с интенсивным флюидным автометаморфическим и раннепостмагматическим преобразованием пород спилит-кератофирового комплекса, которые нивелировали признаки различия субсинхронно переотложенных и терригенных обломков поздних стадий. Однако, судя по сохранности клинопироксенов, роговых обманок, биотита, свежему облику микрогиновых кристаллов плагиоклазов (основной андезин), субидиоморфной форме кристаллов, везикулярной текстуре, сфероидной и угловатой форме гиалокластитов, присутствию своеобразных реакционных зон по краям обломков спилито-диабазов и кератофиров, преобладает вулканотерригенный материал.

Подводные вулканические поднятия, сложенные породами спилит-кератофировой серии, в сеномане были, по-видимому, широко распространены, захватывая, помимо Восточного Сахалина, участки современного Охотского моря. Об этом свидетельствуют ассоциации пород, драгированных с поднятий о-ва Ионы, банки Кашеварова, возвышенности Академии Наук СССР и прогиба Лебеда [Строев и др., 1981]. В Японии, по данным Rb–Sr датирования, на сеноманское время приходится этап активности вулканизма с кислым составом лав [Seki, 1981]. Вместе с тем присутствие в составе обломочного материала песчаников кристаллокластов биотита и калиевого полевого шпата не позволяет исключить отдаленное влияние на формирование петрофонда флишоидного комплекса продуктов трахиандезитового вулканизма (см. табл. 1).

Появление вулканокластического материала в зонах мобилизации петрофонда было связано с формированием подводных гиалокластитов (гидромагматические эксплозии), интенсивным раздроблением подводных лавовых потоков и построек вулканическими взры-

вами, которые обеспечивались изначально высоким содержанием в магме летучих компонентов, что определялось спецификой вулканизма над зоной субдукции [Юркова, 1991]. Мобилизация вулканогенного вещества (дробление, разрушение, обвалы, оползни, гальмиролиз) на склонах островодужного поднятия была усилена сейсмической и тектонической активностью областей осадконакопления, которые располагались на внешней части раннеостроводужного поднятия и внутреннем склоне желоба.

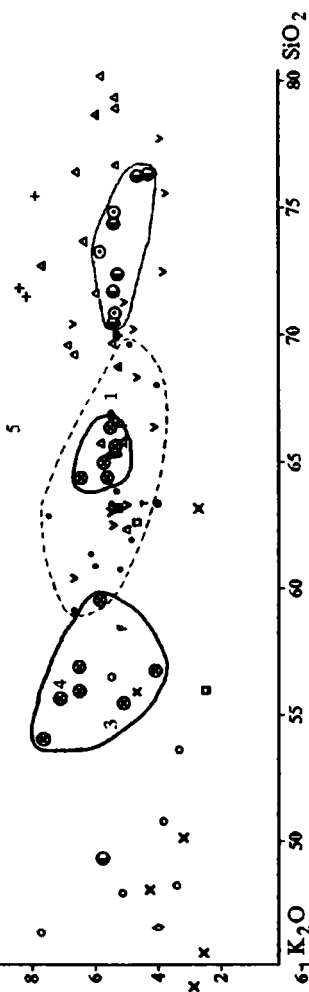
Наиболее массового поступления вулканогенного и вулканотерригенного материала в бассейн седиментации можно ожидать в этап формирования верхней пирокластическо-экструзивной части спилит-кератофирового комплекса в мелководной субаэральной обстановке [Юркова, 1991]. О подвижной обстановке осадконакопления свидетельствует большая роль нарушенных (конволюнтных) слоистых текстур пород (оползание, подвороты, расщепление, обрывы слоев, микросбросы, проседания, размывы и др.).

Контрастность состава вулканотерригенного материала, питающего бассейн седиментации, сказалась на появлении двух типов обломочных ассоциаций граувакк: спилито-базальтовых и плагиогранит-кварц-кератофировых. Названия даны по преимущественному (50%) содержанию в составе обломков пород, составляющих более 25% обломочных компонентов породы, фрагментов пород соответствующего состава. Во втором типе граувакк существенно (до 30%) возрастает содержание кварца. Присутствие двух типов граувакк нашло отражение в химическом составе песчаных пород, в частности в их бимодальном по содержанию кремнезема составе. Граувакки первого типа тяготеют к спилито-диабазам, второго типа имеют состав дацитов (табл. 2, рис. 3).

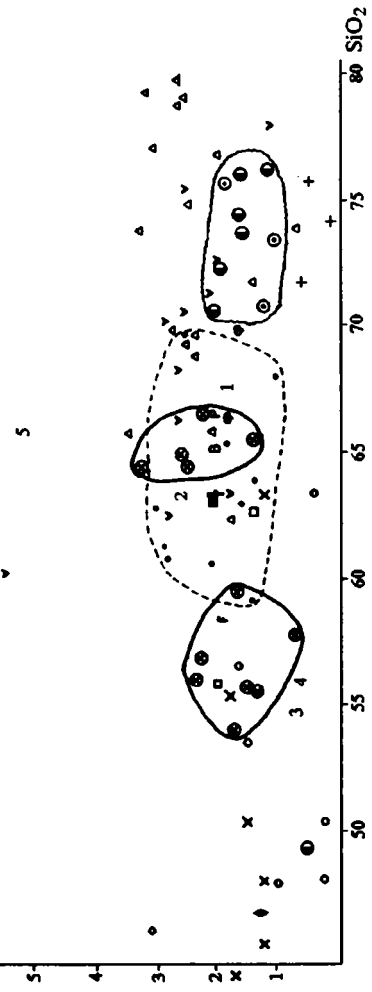
Высокие содержания K_2O в граувакках можно связывать как с их диагенетическо-эпигенетическими изменениями под влиянием экранированных толщей воды кремнещелочных магматических флюидов, так и с тем, что предпочтительнее разрушались и поставляли обломочный материал для осадка менее прочные породы, испытывавшие низкотемпературную пропилитизацию с образованием серицита.

Если учесть высокую флюидонасыщенность исходной магмы, то диагенетическо-эпигенетические изменения высокорекреационного пеплового вещества под влиянием экранированных толщей воды кремнещелочных флюидов можно считать причиной интенсивного раннедиагенетического преобразования дистальных пепловых туфов в метасоматические кварцевые альбититы с хлоритом, что диагностировано рентгеном и подтверждено данными химического анализа (табл. 3, обр. 888). Кроме хлорит-кварц-альбитовых аутигенных ассоциаций, за счет пепловых слоев флюиоидного комплекса п-ова Шмидта образовались более железистые и магнезиальные поликомпонентные аутигенные ассоциации: кварц, альбит, гидрослюда, хло-

10-
Na₂O + K₂O
Mnc. %



6-
K₂O
Mnc. %



- 1 ⊙
- 2 ∇
- 3 +
- 4 ⊙
- 5 •
- 6 □
- 7 ○
- 8 ⊙
- 9 ■
- 10 F
- 11 B
- 12 ⊕
- 13 △
- 14 P
- 15 T
- 16 ◇
- 17 —
- 18 —
- 19 —
- 20 X

Т а б л и ц а 2

Химический состав двух типов песчаников, мас. %

Оксиды	889	650/1	650/2	808	987	984
SiO ₂	54,18	56,14	57,03	64,12	65,12	66,72
TiO ₂	0,73	0,44	0,63	0,56	0,54	0,58
Al ₂ O ₃	19,53	17,82	17,90	15,82	14,83	14,87
Fe ₂ O ₃	2,38	4,80	5,29	1,15	2,01	1,86
FeO	4,67	1,37	1,61	3,50	2,80	2,81
MnO	0,11	0,08	0,13	0,07	0,04	0,02
MgO	2,85	4,80	4,92	2,11	3,11	1,68
CaO	2,61	4,37	4,21	1,44	1,14	1,18
Na ₂ O	6,00	4,06	4,24	2,89	2,95	3,12
K ₂ O	1,68	2,30	2,22	3,33	2,53	2,12
P ₂ O ₅	0,19	0,15	0,10	0,08	0,13	0,12
H ₂ O ⁺	3,27	2,75	2,12	2,82	2,81	2,85
H ₂ O ⁻	0,36	0,55	0,46	0,47	0,71	0,56
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00
C _{орг.}	0,00	0,00	0,00	0,53	0,00	0,00
П.п.п.	0,79	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,84	0,82
Сумма	99,35	99,63	100,86	99,24	99,56	99,31

Примечание. Объяснения в тексте. Анализы выполнены в лаборатории ГИН РАН с использованием спектроанализатора ЖУ-48 и методов "мокрой" химии. Аналитики З.В. Жигальцова и И.Л. Симонов.

Рис. 3. Диаграммы SiO₂-(Na₂O+K₂O) и SiO₂-K₂O

Комплексы: 1-5, 8 — флишоидные: 1-3 — п-ова Шмидта Сахалина (сеноман-турон): 1 — песчаники, 2 — пепловые туфы, 3 — туфосилициты, 4, 5 — Восточно-Сахалинских гор (коньяк-кампан) (данные: 4 — авторов, 5 — В.М. Гранника), 8 — Вывенско-Ватынской зоны (альб-кампан); 6 — трахиандезит-трахибазальтовый п-ова Шмидта (коньяк-кампан); 7 — малокурильской свиты (маастрихт); 9 — угленосный р. Выходной (мезозой); 10, 11 — современные глубоководные пески: 10 — фронтальной части островной дуги (среднее по 9 обр.), 11 — задуговых бассейнов (среднее по 27 обр.); 12, 13, 16 — песчаники: 12 — францисканской формации (среднее по 21 обр.), 13 — Японии, 16 — Филиппинского моря; 14 — граувакки (средний состав по 6 обр.); 15 — турбидиты древние (цифры на диаграмме: 1 — эвгеосинклинальные песчаники, среднее по 21 обр.; 2 — песчаники мела Папуа (среднее по 61 образцам); 3 — вулканогенные граувакки девона Австралии; 4 — плагноклазовая граувакка карбона Австралии; 5 — аркозы триаса штата Коннектикут США); 17-19 — поля фигуративных точек состава песчаников флишоидных комплексов: 17 — п-ова Шмидта, 18 — Восточно-Сахалинских гор, 19 — Вывенско-Ватынской зоны; 20 — вулканогенные и вулканотерригенные песчаники хребта Кумроч. Используются данные о составе бескарбонатных песчаников из работ, перечисленных в тексте

Т а б л и ц а 3

Химический и модальный составы измененных пепловых туфов, мас. %

Оксиды	888	843	823	812	746	243/86
SiO ₂	74,23	70,74	75,78	78,04	63,54	67,50
TiO ₂	0,12	0,19	0,12	0,14	0,43	0,30
Al ₂ O ₃	14,27	14,36	9,59	10,52	12,37	12,90
Fe ₂ O ₃	0,27	0,43	0,29	0,28	1,55	1,29
FeO	0,98	2,52	7,13	2,66	9,07	1,74
MnO	0,00	0,04	0,08	0,05	0,14	0,06
MgO	0,30	1,13	0,97	0,69	3,05	1,56
CaO	0,10	0,78	1,68	2,63	3,58	7,06
Na ₂ O	8,20	4,40	0,96	2,60	3,20	0,38
K ₂ O	0,11	2,40	2,36	0,98	1,66	0,17
P ₂ O ₅	0,00	0,05	0,05	0,05	0,24	0,29
H ₂ O ⁺	0,33	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,04	0,64	0,38	0,07	0,46	"
CO ₂	0,00	0,08	0,18	Не опр.	Не опр.	0,22
П.п.п.	0,00	1,88	0,38	0,97	0,04	6,29
Сумма	98,95	99,64	99,95	99,68	99,33	99,76
Модальный состав (%)						
Кварц	23					50
Альбит (Al ₄)	75					0
Ломонтит (+пренит)	0					43
Хлорит	2					0
Селадонит	0					7

Примечание. Местонахождение образцов: 888, 843, 823, 812, 746 — п-ов Шмидта (о-в Сахалин); 243/86 — хребет Северный Кумроч (Камчатка). Анализы выполнены: в химической лаборатории ГИН РАН, ВКГРЭ (г.Воркута) и Укрчерметгеология (г.Керчь) методами "мокрой" химии. Модальный состав обр.843, 823, 812, 746 не определялся, минеральный состав этих образцов см. в тексте.

риты, смектиты (см. табл. 3, обр. 843, 823, 812, 746). По-видимому, на формировании двух типов апонепловых метасоматитов сказался бимодальный состав продуктов субсинхронного вулканизма спилит-кератофировой серии.

К экзотическим обломкам песчаных пород относятся кристаллокласты титан-авгита и баркевита. Появление их можно ожидать за счет вулканотерригенного материала вулканических океанических поднятий на внешнем склоне желоба.

Было проведено сопоставление на диаграммах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ и SiO_2 — K_2O данных о химическом составе исследованных граувакк с литературными данными о песчаных породах эвгеосинклинальных зон древних и современных склонов островных дуг и окраинных морей. Это позволило оценить специфику рассматриваемых песчаных пород и сделать прогнозы относительно структурного положения бассейнов седиментации (см. рис. 3).

Несмотря на то, что исследуемые граувакки образовались в одном непрерывном разрезе, по условиям формирования (как следует из диаграммы) они оказались разделенными островной дугой на два седиментационных бассейна: преддуговой и задуговой. Обстановка преддугового бассейна подтверждается данными формационного анализа и независимыми тектоническими построениями [Рождественский, Речкин, 1982]. Совмещение обстановок преддугового и задугового бассейнов трудно представить исходя из единого ненарушенного разреза переслаивающихся граувакк. В этом случае следует признать, что генетическая информация диаграммы должна проверяться независимыми геологическими методами.

В целом данные изучения обломочных парагенезисов песчаных пород и апопелловых аутигенных ассоциаций свидетельствуют о том, что на формирование поздне меловых вулканогенно-осадочных флишоидных серий из всех комплексов офиолитов Восточного Сахалина наиболее активное влияние оказал вулканический спилит-кератофировый комплекс. Участие остальных комплексов офиолитов как источников терригенного материала не установлено. Редко встречаемые в поздне меловых обвальном-оползневых зонах олистолиты серпентинитов (березовская свита), которые отмечены Ю.Н.Разничиным [1982], можно связать с присутствием в спилит-кератофировом комплексе протрузивных серпентинитов. Как показано ранее [Юркова, 1991], протрудирование серпентинитов в спилит-кератофировую серию вулканитов происходило в гидротермальную стадию его преобразования и формирования сульфидных рудных скоплений.

Сопоставление минеральных ассоциаций вулканогенно-осадочных флишоидных комплексов

Наиболее выразительно различие состава преддуговых вулканогенно-осадочных флишоидных комплексов прослеживается по минеральным ассоциациям измененных пелловых кристалло-витрокластических туфов (туфосилицитов) из ритмично построенных турбидитно-гемипелагических толщ, сформированных на разных по глубинности уровнях (от мелководных до относительно глубоководных) внешнего островодужного склона. Тектурные особенности туфосилицитов (потокковые, градационные, конволютные) рельефно выступают благодаря автономным градационно-метасоматическим преобразованиям пирокластического материала [Юркова, Соколо-

ва, Воронин и др., 1992]. Химический и минеральный состав различных типов апопелловых метасоматитов приведен в табл. 3 и 4.

Изменения минеральных ассоциаций апопелловых метасоматитов в отложениях предостроводужных палеозон различных структурных типов островных дуг рассмотрены в табл. 5 и 6.

Апопелловые метасоматиты внешнего склона приматериковой Тайгоносской дуги изучены в разрезах верхнеюрско-валанжинских отложений мялекасыннской свиты п-ова Мамет (обр. 193/87) и р. Та-

Т а б л и ц а 4
Химический и минеральный составы измененных пелловых туфов
(фр.<0,001), мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	193/87	319/90	318/90	281/90	516/89	517/89
SiO ₂	60,02	59,30	60,31	53,49	78,22	71,25
TiO ₂	0,86	0,27	0,23	1,01	0,19	0,20
Al ₂ O ₃	13,12	13,76	13,77	16,37	6,24	11,99
Fe ₂ O ₃	4,01	3,57	3,47	4,26	2,47	2,78
FeO	1,25	0,29	0,36	2,14	1,23	1,59
MnO	0,20	0,07	0,11	0,08	0,18	0,17
MgO	2,16	1,17	1,13	2,49	2,07	2,70
CaO	2,81	5,32	4,67	4,09	0,49	0,35
Na ₂ O	1,96	1,12	1,12	0,78	0,67	0,78
K ₂ O	0,75	0,56	0,78	1,63	2,97	1,66
P ₂ O ₅	0,43	0,12	0,16	0,20	0,08	0,13
H ₂ O ⁺	7,88	9,28	8,33	7,18	3,41	4,41
H ₂ O ⁻	4,02	5,10	4,48	4,28	1,24	1,52
CO ₂	0,11	0,00	0,47	1,28	0,00	0,00
C	0,20	0,12	0,16	0,13	0,26	0,35
Сумма	99,78	100,05	99,55	99,95	99,72	99,88
Минералы*	Кварц, гейландит, анальцит, корренситоподобный минерал, хлорит	Гейландит кварц, хлорит, гидрослюда	Гейландит, кварц, хлорит, гидрослюда	Гейландит кварц, смектит, хлорит, гидрослюда	Кварц, альбит, гидрослюда, хлорит	Кварц, альбит, гидрослюда, хлорит

Примечания: Местонахождение: 1-6 — Камчатка: 1 — п-ов Мамет, 2-4 — река Таловка, Пенжинский хребет, 5, 6 — о-в Карагинский. Анализы выполнены в химической лаборатории Химико-аналитического центра РАН с использованием спектроанализатора Ю-48 и методов "мокрой" химии. * — по данным рентгеноструктурного анализа, минералы перечислены в порядке убывания их роли в составе минеральной ассоциации.

Таблица 5

Минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов преддуговых палеозон

Минералы	ПМ	ПО		
		Р	П(II)	П(III)
Кварц	+	+	+	+
Альбит	-	+	-	-
Ломонтит	-	-	+	-
Анальцит	+	-	-	+
Гейландит	+	-	-	-
Хлорит	+	+	+	+
Коренситоподобный минерал	+	-	-	-
Смектит	-	+	+	+
Гидрослюда	-	+	-	+
Селадонит	-	-	+	-
Пренит	-	-	+	-

Примечание. ПМ, ПО — типы вулканических дуг [Белый, 1974]: ПМ — приматериковая (п-ов Тайгонос, п-ов Мамет, р.Таловка Пенжинского хребта), ПО — приокеанические (Восточный Сахалин, Северный Кумроч, о-в Карагинский); Р, П — стадии развития дуг: Р — ранняя (Восточный Сахалин, о-в Карагинский), П — поздняя (Северный Кумроч). Минералы: ++ главные, + второстепенные, - отсутствуют. II, III — см. табл 7.

ловки Пенжинского хребта (обр. 319/90, 318/90 и 281/90). Для минеральных ассоциаций этих пород характерно сочетание кварца с гейландитом, хлоритом и гидрослюдой, реже смектитом и коренситоподобным минералом (см. табл. 4–6).

Апопелловые метасоматиты приокеанической дуги ранней стадии развития установлены в сеноман-туронских отложениях п-ова Шмидта на Сахалине (обр. 888, 843 и др.) и маастрихт-палеоценовых флишоидных комплексах о-ва Карагинский Восточной Камчатки (обр. 516/89, 517/89) (см. табл. 3 и 4). Для этих пород характерны ассоциации кварца с альбитом, хлоритом и гидрослюдой.

Минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов, представленных в отложениях преддуговой палеозоны поздней стадии развития приокеанической дуги, судя по кампан-палеоценовым отложениям хребта Северный Кумроч, состоят из кварца с ломонтитом или анальцитом в зависимости от глубины залегания на внешнем островодужном склоне (см. табл. 3, 4–6, 7). Нами сделана попытка оценить зависимость состава цеолитов из апопелловых метасоматитов от специфики конседиментационно формирующихся островодужных вулканических серий.

В результате установлено, что с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилит-кератофировой серией приокеанической ду-

Таблица 6

Химический состав минералов вулканогенно-осадочных и вулканических комплексов преддуговых палеозон, мас. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	61,43	66,91	53,00	56,69	42,75	59,62	69,16	55,09
Al ₂ O ₃	14,98	18,98	22,28	22,78	20,09	5,53	14,08	0,23
Fe ₂ O ₃	0,79	0,06	0,04	0,00	4,27	14,59	0,89	0,24
MgO	1,12	0,09	0,00	0,00	0,00	8,35	0,00	0,20
CaO	5,03	0,41	12,22	0,65	26,02	0,16	5,51	25,53
Na ₂ O	0,12	11,88	0,00	11,12	0,01	0,00	0,88	0,02
K ₂ O	0,27	0,13	0,04	0,00	0,00	9,08	0,32	3,94
Сумма	83,74	98,46	87,58	91,24	93,14	97,33	90,84	85,25
Ионы	72(0)	8(0)	48(0)	96(0)	11(0)		72(0)	25
								зарядов
Si	28,06	2,98	16,07	32,90	3,05	4,00	29,09	4,03
Al	8,06	1,00	7,94	15,66	1,69	0,43	6,97	0,01
Fe ³⁺	0,27	0,00	0,00	0,00	0,23	0,73	0,30	0,02
Mg	0,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84	0,00	0,05
Ca	2,47	0,02	3,85	0,42	1,99	0,01	2,47	4,00
Na	0,11	1,03	0,00	12,57	0,00	0,00	0,71	0,00
K	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77	0,15	0,74
Si/Al	3,48	2,98	2,02	2,10	1,80	93	4,17	4,03

Примечание. Минералы: 1 — гейландит, 2 — альбит, 3 — ломонтит, 4 — анальцит, 5 — пренит, 6 — селадонит, 7 — гейландит-клиноптилолит, 8 — апофиллит (1–6 — туфосилициты, 7, 8 — измененные базальты). Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46, аналитик Б.И.Воронин (ГИН РАН). Точность анализов ± (2–3) мас. % к сумме окислов. Содержание TiO₂, MnO, Cr₂O₃ не превышает 0,05 мас. %; SrO и BaO отсутствуют.

ги — альбита, с высокоглиноземистыми вулканическими сериями развитой энсиматической дуги — более высокоглиноземистых ломонтита и анальцита. При этом намечаются зависимости цифровых значений соотношения SiO₂/Al₂O₃ и CaO/Na₂O средних составов пород вулканических серий с составом минералов склоновых апопелтоуфовых метасоматитов (табл. 8). Следует отметить, что на данном уровне изученности выявленные соотношения отмечают порядок цифр, а не абсолютные величины. В целом результаты исследований показывают, что минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов из отложений преддуговых палеозон могут служить индикаторами структурного типа островных палеодуг.

Изменение минеральных ассоциаций пород, сформированных в различных структурно-формационных зонах внешнего склона развитой энсиматической островной дуги и предосторождужного трога,

Таблица 7

Ассоциации вторичных минералов в породах структурно-формационных комплексов хребта Кумроч

Порода		<i>I</i>	<i>II</i>	<i>III</i>
Базальты и андезито-базальты	мегаплагиофировые	<i>Апофиллит, селадонит, смектит, кальцит</i>	-	-
	миндалекаменные пироксен-плагиофировые	<i>Анальцим, натролит, селадонит, смектит, смешанослойный минерал слюда-смектит, хлорит</i>	<i>Томсонит, мезолит, анальцим, смектит, гидрослюда, кальцит</i>	<i>Натриевый вайрацит, анальцим, томсонит, хлорит</i>
Апобазальтовые метасоматиты		<i>Кальциевый гейландит-клиноптилолит, халцедон (кварц), селадонит, смектит, смешанослойный минерал слюда-смектит</i>	-	-
Алопеллотовые метасоматиты		-	<i>Ломонтит, кварц (халцедон), селадонит, пренит</i>	<i>Анальцим, кварц (халцедон), хлорит, гидрослюда</i>
Гидротермально-метасоматически измененные литокристаллокластические туфы и туффиты		<i>Кварц, гидрослюда, кальциевый гейландит-клиноптилолит, смектит</i>	<i>Ломонтит, корренсит, корренситоподобный минерал, пренит, смектит, хлорит</i>	<i>Анальцим, кварц (халцедон), эпидот, пренит, хлорит, гидрослюда</i>
Вулканогенные и вулканотерригенные песчаники (цемент)		<i>Кварц, смектит, хлорит, гидрослюда</i>	<i>Корренситоподобный минерал, ломонтит</i>	<i>Кварц, хлорит, гидрослюда</i>
Кремнистые породы (апопелловые ассоциации)		-	-	<i>Анальцим, кварц (халцедон), хлорит</i>
Условия формирования		Мелководные	Расчлененного рельефа	Глубоководные

Примечание. *I-III* — структурно-формационные комплексы (расшифровка в тексте). Прочерк отмечает отсутствие пород. Характерные минералы выделены курсивом.

Таблица 8

Сопоставление среднего состава пород островодужных вулканических серий и минералов туфосилицитов преддуговых палеозон

Компоненты		ПМ	ПО		
			Р	П(II)	П(III)
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	породы	3,90	4,09	2,86	3,07
	минерала	4,10	3,52	2,38	2,56
CaO/Na ₂ O	породы	3,54	2,68	3,04	2,62
	минерала	496	0,03	1200	0,01
Преобладающие минералы		Гейландит	Альбит	Ломонтит	Анальцим

Примечание. Породы: ПМ — андезиты; Р — спилитизированные базальты [Юркова, 1991]; П(II), П(III) — базальты уколкинской толщи и ветловского комплекса. ПМ, ПО, П(II), П(III) — см. табл. 5.

прослежено на примере вулканогенно-осадочных меловых-нижнепалеогеновых комплексов хребта Кумроч (см. табл. 7). Здесь выделяются следующие структурно-формационные комплексы: I — мелководный с преимущественно вулканическими ассоциациями пород, II — расчлененного рельефа (поднятия и депрессии) с турбидитно-оползневыми и турбидитно-гемипелагическими вулканогенно-осадочными комплексами, III — относительно глубоководный с турбидитно-гемипелагическими и кремнистыми отложениями.

По мере увеличения глубоководности отложений в базальтовых и вулканогенно-осадочных породах прослеживается смена составов цеолитов в сторону минерала, который может формироваться в условиях более высокой температуры и высокого флюидного давления: вайрацит — в базальтах, анальцим — в апопелотуфовых метасоматитах. В апотуфо-туффитовых гидротермально-метасоматических ассоциациях высококремниевый кальциевый гейландит-клиноптилолит сменяется среднекремниевыми более высокоглинозистыми ломонтитом и анальцимом. В составе слоистых силикатов различных типов пород наиболее глубоководных комплексов возрастает роль хлоритов. В апопелотуфовых метасоматитах второй структурной зоны с ломонтитом ассоциирует селадонит (впадины), в гидротермально-измененных кристалло-литокластических псефито-псаммитовых туфах с макро- и микротекстурами оползания — корренсит. В вулканотерригенных песчаниках этой зоны в прагенезисе с ломонтитом находится корренситоподобный минерал (см. табл. 7).

Важно отметить, что в гемипелагических и кремнистых комплексах, сопоставимых с пелагическими образованиями, не выявлены калийсодержащие цеолиты, в частности клиноптилолиты, характерные для меловых океанических отложений. Что касается состава кластогенных компонентов вулканогенно-осадочных комплексов песчаников, то детальная его оценка показывает принадлежность

Таблица 9

Состав кластогенных компонентов в туфотерригенных и вулканотерригенных песчаных породах различных комплексов хребта Северный Кумроч, мас. %

Компоненты	I	II	III
Кварц	0-2	0-3	5-12
Плагиоклазы	20-60	17-55	20-45
в том числе:			
неизменные и малоизменные	8-42	5-10	2-9
изменные	11-23	17-45	16-42
Темноцветные минералы	4-20	4-18	0-3
Обломки пород	23-50	27-48	30-52
в том числе:			
базальты нежелезненные	15-23	17-22	20-48
то же, железненные	8-10	22-26	2-4
туфоалевропелиты	0-1	0-1	3-8
диорит-порфириды	0-3	0-1	2-5

Примечание. I-III — структурно-формационные комплексы перечислены в порядке увеличения глубокowodности.

песчаных пород к граувакковым комплексам. В отложениях ранее названных структурно-формационных зон островодужного склона хребта Северный Кумроч по мере удаления от зоны активного вулканизма и увеличения глубокowodности отложений для полевошпатовых и кварц-полевошпатовых граувакк намечаются следующие тенденции в изменении их состава (табл. 9): возрастает содержание кварца в отложениях придонных течений; несколько уменьшаются максимальные содержания плагиоклазов, особенно малоизменных; роль темноцветных минералов падает в наиболее глубокowodном комплексе (максимальные содержания приурочены к турбидитным слоям); содержание обломков пород сохраняется примерно на одном уровне. В глубокowodных комплексах возрастает содержание обломков негематитизированных базальтоидов. Наиболее высокие содержания обломков железненных гематитизированных базальтоидов отмечены в комплексе с мощными пачками псефито-псаммитовых туфов.

Сопоставление химического состава песчаных пород по литературным и собственным данным позволяет отметить следующее (см. рис. 3).

1. Бимодальный по содержанию кремнезема состав преддуговых песчаных пород ранней стадии развития приокеанической дуги в результате формирования двух типов граувакк контрастного состава: плагиогранит-кварцево-кератофировых кварц-полевошпатовых и спилит-порфиритовых, что было, по всей видимости, следствием проявления контрастного вулканизма. Как уже отмечалось, первые грау-

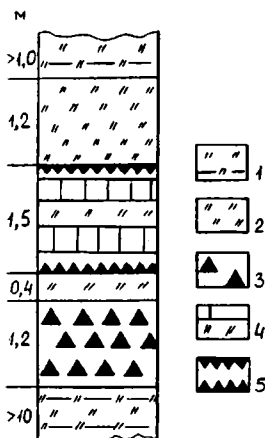


Рис. 4. Строение рудоносной пачки пород

1 — тонкое (1–3 см) переслаивание пестроцветных пород: кремнистых аргиллитов, кремней и песчаников; 2 — темно-серые кремни; 3 — Fe–Mn рудоносный слой; 4 — буроватая кремнисто-карбонатная порода; 5 — Fe–Mn корки в кремнях

вакки сопоставимы с современными песками задуговых бассейнов, вторые — преддуговых, хотя они переслаиваются в едином разрезе.

2. Сходство граувакк хребта Северный Кумроц по петрографическому и химическому составу с близковозрастными вулканогенно-осадочными отложениями малокурильской свиты (маастрихт) о-ва Шикотан.

3. Высококремнистый состав граувакк флишоидов Вывенско-Ватынской зоны, сформированных в результате дезинтеграции кремнистых и слюдисто-кремнистых сланцев и филлонитов. Исходя из химического состава, они могли трактоваться как кварцевые аркозы. Таким образом, сопоставление химического состава показало, что использование химических индикаторов необходимо контролировать данными петрографического изучения комплексов.

В кремнистых слоях предостроводужного глубоководного комплекса присутствуют линзы окисдно-карбонатных железомарганцевых рудоносных отложений, которые залегают как в структурно приподнятых (3 м) участках над горизонтами шаровых и массивных измененных высокоглиноземистых базальтовых лав, так и в верхних частях конседиментационных холмов высотой 8 м и протяженностью до 25 м, сложенных слоистыми (1–3 см) пестроцветными (бурые и серые слои) песчано-кремнисто-глинистыми отложениями. Строение рудоносного слоя для последнего случая показано на рис. 4.

Составы рудных компонентов изменяются от марганцевых (пирролизит, манганит) до железистых (гематит) и карбонатных родохритовых (табл. 10).

При этом выявлена редко фиксируемая геологическая обстановка формирования марганцевых рудоносных слоев — в преддуговых зонах развитых островных дуг, для которых характерен вулканизм с высокоглиноземистыми базальтовыми лавами. Формирование рудоносных холмов позволяет предполагать поступление рудного веще-

Т а б л и ц а 1 0
Состав компонентов рудного слоя, мас. %

Оксиды	1	2	3	Оксиды	1	2	3
SiO ₂	1,02	0,86	0,06	CaO	0,21	0,08	13,02
TiO ₂	0,04	0,46	0,00	Na ₂ O	0,00	0,12	0,00
Al ₂ O ₃	0,20	0,00	0,00	K ₂ O	0,03	0,04	0,00
Fe ₂ O ₃	0,21	95,77	0,04	Сумма	95,80	100,53	57,19
MnO ₂	94,09	3,20	43,61	Содержание компонентов в поруде (%)	50	30-35	15-20
MgO	0,00	0,00	0,46				

Примечание. 1 — пиролюзит, замещаемый манганитом; 2 — гематит (Fe_{1,91}Mn_{0,06}Ti_{0,01}Si_{0,02}Ca_{0,01}Na_{0,01}O₃); 3 — родохрозит (Mn_{0,67}Ca_{0,31}Mg_{0,02}CO₃). Данные электронно-зондового микроанализа. Микроанализатор MS-46. Аналитик Б.И.Воронин (ГИН РАН).

ства вслед за песчано-кремнисто-глинистым материалом в результате гидравлических и осадочных интрузий или экструзий, наблюдаемых в преддуговых бассейнах [Talbot, Brunn, 1989]. При этом осадочные и гидравлические интрузии и экструзии связаны с формированием гидравлической дуги на внутреннем склоне желоба в условиях высоких давлений и низких температур. Следует отметить, что влияние гидрогенных рудных источников зависело от специфики конседиментационно формирующихся вулканоплутонических серий. Так, с излияниями лав высокоглиноземистых базальтов, как показано выше, связано образование железо-марганцевых рудных скоплений, в то время как вулканизм спилит-кератофировой серии обусловил формирование сульфидных рудных образований.

Кроме того, следует обратить внимание на биметасоматические изменения преддуговых турбидитно-гемипелагических флишоидных комплексов и туфов в зонах субвертикальных контактов их с гипербазитами, которые характерны как для приматериковых (Маметчинский полуостров), так и приокеанических (п-ов Шмидта и хребет Кумроч) палеодуг. При этом биметасоматические слои, судя по особенностям структуры ксонотлитов, формировались в условиях гидротермально-метасоматического (при температурах выше 160°C) метаморфизма [Юркова, 1991]. Эти принципиально новые данные необходимо учитывать при создании моделей формирования аккреционных структур. Условия статичного термального (160°C) по ксонотлитовому геотермометру, а не динамометаморфического взаимодействия (с формированием милонитов и филлонитов) этих комплексов трудно объяснить с позиций шарьирования океанических офиолитовых пластин на островодужные комплексы и более подходит для геодинамической ситуации диапирового становления офиолитов [Юркова, 1991].

Минеральные ассоциации нефтегазоносных терригенных комплексов

Поздняя история зоны перехода энсиматическая островная дуга—желоб рассмотрена ранее на примере осадочных комплексов Северного Сахалина [Юркова, 1972]. В позднепалеогеновое-неогеновое время в этой области в условиях расчлененного рельефа в наложенных приразломных прогибах формировались терригенные комплексы. Они появились в процессе нарушения структуры поздне меловой фронтальной зоны энсиматической островной дуги субмеридиональными правыми сдвигами, сопряженными со взбросо-сбросами северо-восточного и северо-западного простирания [Рождественский, Речкин, 1982; Рождественский, 1984; Юркова, 1972, 1991]. Наиболее глубоководные кремнисто-глинистый и песчано-глинистый комплексы пространственно тяготеют к зоне палеожелоба (см. рис. 1) и содержат залежи нефти и газа. При приближении к палеожелобу на шельфе северо-восточного Сахалина выявлены газоконденсатные залежи самого молодого плиоценового возраста.

На приподнятых участках рассматриваемой области осадконакопления сформировались угленосные паралический и лимнический комплексы. В завершающий этап неогенового осадконакопления отложились грубопесчаные молассовые толщи (см. рис. 1). Источниками терригенного вещества для осадков служили поздне меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы амагматичных поднятий, подвергшиеся эрозии в раннепалеогеновое время. Они включают меловые спилито-кератофировый, туфотерригенный и вулканотерригенный флишоидный комплексы, рассмотренные ранее. В этих условиях на участках, прилегающих к устойчивым поднятиям, были сформированы минеральные ассоциации порфиритовых (спилитовых) граувакк. В более глубоководных участках образовались кварц-полевошпатовые граувакки [Юркова, 1972]. В обломочных парагенезисах молассовых комплексов значительно возросла роль кварца. Для этих комплексов характерны граувакковые аркозы. Влияние эпигенетических процессов на состав обломочных ассоциаций было двояким. С одной стороны, они постепенно привели к исчезновению неустойчивых минералов (пироксенов, роговых обманок, сфена, эпидота), с другой — способствовали изменениям, унаследованным от материнских пород питающих областей: деанортитизации плагиоклазов, формированию смектита, хлорита, цеолитов, карбонатов, сульфидов железа.

Осадочные комплексы имеют с офиолитами тектонические контакты. Однако в ряде случаев наблюдаются "активные" контактные зоны. В частности, отложения угленосного мацигарского (олигоцен?) комплекса на п-ове Шмидта на контакте с дайковым комплексом офиолитов подверглись уплотнению, окремнению и рассланцеванию. В зоне тектонического шва между сеноманским вулканогенно-осадочным комплексом и офиолитовым меланжем на востоке и ниж-

непильской глинисто-кремнистой свитой среднего миоцена на западе прослежены полосы низкотемпературного гидротермального изменения контактирующих пород. Наблюдается образование смектитов и скоплений сульфидов. При этом нижнепильские отложения интенсивно дислоцированы, смяты в мелкие крутые складки, нарушенные разломами. Контактные изменения, по-видимому, связаны с возобновлением подвижек по древним шовным зонам в сахалинскую фазу складчатости в конце плиоцена. О современной активизации древних шовных зон свидетельствуют эндогенные гидроксидные аномалии по содержанию углекислоты, бора, кремнекислоты в составе вод, гелия и радиогенного аргона в составе растворенных газов, а также рудопроявления ртути и мышьяка, приуроченные к этим зонам. К таким зонам относятся Туинский, Тымь-Поронайский и другие разломы Северного, Центрального и Южного Сахалина [Равдоникас, 1986].

Т а б л и ц а 11
Содержание минералов тяжелой фракции в песчаниках
XVII горизонта

Местоположение образцов	Количество образцов	Сфен	Эпидот	Ильменит	Гранаты п=1,737-1,770	Лейкоксен	Тонкозернистые агрегаты анатаза
В пределах большинства рассматриваемых нефтяных залежей	62	15-40	3-35	24-254	15-18	8-18	1-4
За контуром нефтяных залежей	32	1-3	0-1	5-12	5-12	25-45	1-6
В пределах газовых залежей	17	1-2	0-1	3-12	4-12	25-38	1-7
За контуром газовых залежей	16	1-2	0-1	5-10	7-12	20-40	1-7
В сводовых частях структуры с непродуктивным XVII горизонтом	7	1-3	0-1	5-10	4	25-38	2-4
На крыльях структуры с непродуктивным XVII горизонтом	7	1-4	0-1	5-12	6	23-38	2-4

П р и м е ч а н и е. Содержание эпидота, сфена и низкопреломляющих гранатов рассчитано в процентах от суммы прозрачных минералов, ильменита, лейкоксена и анатаза — в процентах от общего количества тяжелых минералов без пирита. Размерность фракций 0,25–0,01 мм.

Основное внимание при изучении неогеновых отложений было уделено продуктивным нефтегазоносным толщам песчано-глинистого комплекса для решения задач нефтяной геологии, а именно для оценки времени формирования залежей нефти на основе концепции торможения процессов минералообразования в породах-коллекторах, аккумулировавших нефть.

Было выявлено замедление вторичных изменений в песчаных породах-коллекторах, аккумулировавших нефть. В нефтенасыщенных песчаниках сохраняются от внутрислойного растворения такие терригенные минералы, как пироксены, роговые обманки, гранаты, ильменит, особенно сфен и эпидот (табл. 11). При сравнении содержаний этих минералов в синхронных нефте- и водонасыщенных пластах было количественно оценено отставание в степени вторичных изменений нефтеносных песчаников и на этой основе определено время заполнения ловушки нефтью [Yurkova, 1970]. Эти оценки свидетельствуют о двух этапах поступления нефти в песчаные коллекторы: в позднеплиоценовое (1–3 млн лет) и постплиоценовое время, что совпадает с завершающими стадиями становления или перестроения офиолитов в современной структуре в сахалинскую фазу складчатости [Речкин, 1984].

Заключение

В результате исследований установлена зависимость состава обломочных и аутигенных, особенно апопелловых минеральных ассоциаций от специфики островодужных вулканических серий, структурного типа и стадии развития палеодуг, а также от глубины формирования отложений на внешнем склоне палеодуги. При этом минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов (туфосилицитов) и рудных слоев могут непосредственно служить индикаторами структурного типа палеодуг.

Для предостроводужных вулканогенно-осадочных комплексов можно прогнозировать сульфидные руды в случае примитивных палеодуг, для которых характерна спилит-кератофировая серия вулкаников, и железо-марганцевые руды — в случае развитой палеодуги, где проявлен вулканизм с мегаплагиофировым базальтоидным составом лав.

Обзор данных по минеральным ассоциациям нефтегазоносных комплексов Северного Сахалина в сопоставлении с данными о геодинамических условиях становления офиолитов и ассоциирующих вулканогенно-осадочных комплексов преддуговых палеозон позволяет сделать выводы о формировании залежей нефти и газа над сейсмофокальной зоной в завершающий этап становления офиолитов, формирующихся в результате подъема мантийного диапира [Юркова, 1991]. При этом можно предположить глубинное происхождение газа и нефти в высоковосстановительной ультраосновной

среде, содержащей донаторы углерода и водорода: С, Н₂, Н₂О, СО, СО₂, СН₄ и др. [Доленко, Чекалюк, Колодий, Стефанюк, 1985].

Укомплектование природной системы нефти и газа могло совпасть с ранней серпентинизацией ультрабазитов, когда под влиянием никелевого катализатора происходили реакции следующего типа:

$CO + 3H_2 \xrightleftharpoons{Ni} CH_4 + H_2O$ [Юркова, 1991; Cusumano, Dalla Betta, Levy Ricardo, 1978]. Течение реакции возможно при $T > 620^\circ C$ и атмосферном давлении. Повышение давления должно при тех же температурах способствовать более интенсивному течению этой реакции [Жуховицкий, Шварцман, 1976]. Поступление нефти и газа в ловушки в этом случае надо предполагать в процессе гидравлических и углеводородных интрузий и экструзий в завершающие этапы подъема и разрушения офиолитового диапира.

Изложенные данные с успехом могут быть использованы для прогноза залежей нефти и газа в мезозойско-кайнозойских комплексах северо-западного обрамления Тихого океана.

Литература

Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С. и др. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 206 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 217).

Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана // Геотектоника. 1974. N 4. С. 85–101.

Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 151 с.

Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 259 с.

Геосинклиальная и океанская седиментация и вулканизм: сравнительная характеристика. М.: Наука, 1984. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).

Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 128 с.

Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса: Корякское нагорье // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 110–139.

Доленко Г.Н., Чекалюк Э.Б., Колодий В.В., Стефанюк Ю.В. Астеносферное происхождение нефтяных углеводородов // Дегазация Земли и геотектоника. Тез. докл. II Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985. С. 68–70.

Евдокимова Т.И. Тектоника Восточно-Эхабинского месторождения и ее влияние на образование и разрушение нефтяных залежей. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 186 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 224).

Жуховицкий А.А., Шварцман Л.А. Физическая химия. М.: Металлургия, 1976. 251 с.

Иващенко Р.У., Казакова Э.Н., Стрельцов М.И. Плагииграниты, риолиты и субаркы п-ова Камчатский мыс // Тихоокеан. геология. 1986. N4. С. 80–87.

Ковальчук В.С., Евдокимова Т.И. Некоторые закономерности формирования и размещения газонефтяных залежей Северо-Восточного Сахалина // Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1967. С. 41–58.

Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-западной Пацифики: Соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 195 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434).

Равдоникас О.В. Нефтепоисковая гидрогеология Сахалина. Владивосток, 1986. 167 с.

Разницин Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины

- на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 371).
- Речкин А.Н.* Роль офиолитов в структуре Сахалина // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 102–120.
- Рождественский В.С.* О влиянии сдвигов на формирование структуры острова Сахалин // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. №9. С. 16–22.
- Рождественский В.С., Речкин А.Н.* Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология. 1982. №2. С. 40–44.
- Руженцев С.В., Бялбужеский С.Г., Григорьев В.Н.* и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–188.
- Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 167 с.
- Хворова И.В.* Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полез. ископаемые. 1978. №4. С. 3–23.
- Хворова И.В.* Вулканокластические накопления в осадочном чехле океанов // Там же. 1980. №1. С. 3–25.
- Хворова И.В.* Особенности седиментации в Индонезийской геосинклинальной области. Сообщ. 2. Позднекайнозойские и современные морские отложения и условия их образования // Там же. 1989. №4. С. 3–16.
- Цуканов Н.В., Зинкевич В.П.* Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1987. №6. С. 63–67.
- Чехов А.Д.* Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70–106.
- Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р.* и др. Геология Западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
- Шапиро М.Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 122 с.
- Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 106 с.
- Юркова Р.М.* Граувакки неогена Северного Сахалина // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 154–186.
- Юркова Р.М.* Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 162 с.
- Юркова Р.М., Соколова А.Л., Воронин Б.И.* и др. Породные и минеральные ассоциации меловых-нижнепалеогеновых комплексов хр.Кумроч (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. №6. С. 57–77.
- Crook K.A.W.* Lithogenesis and tectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (greywackes) // Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Tulsa. 1974. Vol.19. P. 304–310.
- Cusumano J.A., Dalla Betta R.A., Levy Ricardo B.* Catalysis in coal conversion. London: Acad. Press, 1978. 193 p.
- Maynard J.B., Valloni R.Yu.H.* Composition of modern deep sea sands from arc-related basins // Geol. Soc. London Spec. Pub. 1982. Vol. 10. P. 551–561.
- Middleton G.V.* Chemical composition of sandstones // Geol. Soc. Amer. Bull. 1960. Vol. 71. P. 1011–1026.
- Seki T.* Rb–Sr isochron age of the Mikuni-San rhyolites Okayama, and geochronology of Cretaceous volcanic activity in Southwest Japan // J. Geol. Soc. Jap. 1981. Vol. 87, №8. P. 535–542.
- Talbot C.J., Brunn V.* Melanges, intrusive and extrusive sediment and hydraulic arc // Geology. 1989. Vol. 17, №5. P. 446–448.
- Valloni R., Maynard J.B.* Detrital modes of modern deep-sea as related to plate tectonics: a first approximation // Sedimentology. 1981. Vol. 28. P. 75–83.
- Yurkova R.M.* Comparison of post-sedimentary alterations of oil-gas-and water-bearing rocks // Sedimentology. 1970. Vol. 15. P. 53–68.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ ФЛИША

Актуальность и новизна

Флишевые и флишоидные комплексы принадлежат к числу наиболее широко распространенных осадочных формаций и накапливаются в различных геодинамических обстановках, хотя наиболее типичны они для пассивных окраин континентов. В покровно-надвиговых сооружениях флиш и флишоиды выполняют линейные структуры, простирающиеся на расстояния до десятков тысяч километров. Однако при проведении металлогенических построений флиш и флишоиды традиционно считаются малоперспективными и им уделяется мало внимания как при практических работах, так и в научных публикациях. Едва ли не единственным исключением является сборник статей "Turbidite-hosted gold deposits"¹, выпущенный Геологической ассоциацией Канады в 1986 г., где подробно рассматриваются седиментологические и деформационные характеристики вмещающих золотое оруденение флишевых и флишоидных комплексов.

Тем не менее изучение конкретных месторождений и рудопроявлений показывает, что во многих случаях флиш и флишоиды оказываются рудовмещающей толщей не только для золота, но и для полиметаллов (Кордильеры Канады), марганца (Урал) и кобальта (запад США). Таким образом, постановка задачи о металлогении флиша и флишоидов отличается новизной и обусловлена необходимостью обобщения уже имеющегося фактического материала, что позволит выйти на новые критерии и методы прогноза металлических полезных ископаемых.

Постановка задачи

Флишевые комплексы накапливаются главным образом в результате гравитационного массопереноса, когда формируются ритмичные толщи, состоящие из более грубозернистого привнесенного и мелкозернистого (обычно глинистого) материала местного происхождения. Привнос значительного количества рудного вещества гравитационными потоками маловероятен; более того, если рудное вещество содержалось в местном материале, то огромные объемы поступающего терригенного материала существенно уменьшают его содержание. Однако флишевые комплексы имеют важную особенность, повышавшую их роль как рудовмещающей и рудолокализую-

1 См. статью А.К.Худолея и Г.А.Гурьева в настоящем сборнике.

щей толщи. Дело в том, что флиш характеризуется ритмичным строением составляющих его пород, причем одна из границ (обычно между песчаниками и аргиллитами) является не только резкой литологической границей, но и границей раздела двух сред с различными физико-химическими и механическими свойствами. Обилие таких границ (обычно они располагаются на расстоянии в первые десятки сантиметров, в зависимости от мощности ритмов) делает внешне монотонные мощные флишевые комплексы весьма контрастными и способствует созданию геохимических и механических барьеров для рудоносных растворов, образуя благоприятные условия для формирования рудных тел.

Это происходит, скорее всего, на двух разорванных во времени этапах.

Первый этап осадконакопления и близких по времени процессов литогенеза. Так, полиметаллическое оруденение в рифейских флишоидах юго-запада Канады (месторождение Салливан) и полиметалл-баритовое оруденение в палеозойских флишоидах северо-запада Канады (рудные объекты бассейна Селвин) обнаруживают отчетливую приуроченность к древним разломам, контролировавшим распределение фаций и эксгальационные процессы на дне моря. В этом районе оруденение тесно связано с событиями, происходившими непосредственно во время осадконакопления. Марганцевое оруденение Урала обусловлено перераспределением рудного вещества в первично обогащенных марганцем осадках в результате гидротермальной деятельности на стадиях от седиментации до эпигенеза и в результате переотложения марганца около литолого-геохимических барьеров в карбонатно-кремнистых и терригенных толщах флишевого строения.

На западе США (Айдахо) повышенное содержание кобальта отмечается в горизонтах с подводно-оползневыми структурами внутри флишевого комплекса рифея, где рудное вещество концентрировалось одновременно с формированием классических даек ещё до полной литификации осадка. При формировании рудных тел во всех перечисленных случаях основную роль играли наличие литолого-геохимических барьеров во вмещающих породах и/или близость к разрывным нарушениям, контролировавшим поступление рудоносных растворов.

Второй этап метаморфизма и наиболее интенсивных деформаций региона. Наиболее типичны золоторудные объекты Сланцевого пояса Балларэт (Южная Австралия), серии Мегума (Аппалачи Канады) и верхоянского комплекса Южного Верхоянья (дзэутский тип). Все они характеризуются наличием седловидных жил, сходными окологрудными изменениями и сопутствующей минерализацией, приуроченностью к определенному типу складчатых и разрывных структур и к наиболее контрастной части разреза флишевого комплекса, где на контактах песчаников и сланцев в ходе деформаций

образуются полости отслоения, являющиеся механической ловушкой для рудоносных растворов.

Таким образом, задача изучения металлогении флиша разбивается на две составляющие. Первая состоит в изучении процессов формирования руды во время накопления флишевых толщ, вторая предусматривает изучение процессов формирования руды во время тектонического преобразования вещества флишевых комплексов.

Основные задачи исследования

Задачи исследования определяются двумя названными составляющими изучения металлогении флиша. Так как флишевые толщи накапливаются в подводных конусах выноса или склоновых шлейфах, а рудоносные растворы поступают по разрывным нарушениям, тип и распространенность которых, в свою очередь, существенно зависят от геодинамической обстановки, то задачами исследования являются: выявление фациальных характеристик флишевого комплекса, позволяющих определить геодинамическую обстановку его формирования; поиски критериев, устанавливающих рудоконтролирующие разломы, их морфокинематический тип и роль в распределении осадочных фаций. Очевидно, что разломы, формирующиеся в обстановке растяжения, более благоприятны для перемещения растворов, чем разломы, формирующиеся при сжатии.

Наличие отчетливого структурного контроля распределения золоторудных объектов делает необходимым: изучение морфологических, кинематических и других характеристик деформационных структур, способствующих локализации рудных тел.

Методика работы

Методика включает: фациальный анализ флишевых комплексов, сравнение их с современными осадками, изучение стандартных микро- и макрофаций; формационный анализ выделяемых флишевых комплексов, определение их (и соответствующей металлогении) места в истории тектонического развития региона; анализ структур, сформировавшихся как при гравитационном массопереносе, так и при тектонических процессах.

Роль структурных методов представляется особенно важной, так как они способствуют решению как собственно структурных, так и седиментологических задач, к числу которых относятся: определение додеформационной формы бассейнов осадконакопления, определение количественного влияния тектонических деформаций на геометрические характеристики осадочных тел и их структур, изучение морфологических, кинематических и других характеристик рудоконтролирующих структур. Для их решения будут необходимы применение методов палинспастических реконструкций, статического анализа ориентаций различных структурных элементов, стрейн-анализа и компьютерное моделирование различных морфокинематических типов структур.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ СТАДИАЛЬНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛИТОГЕНЕЗА ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ФЛИШЕВЫХ И ФЛИШОИДНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Породам древних флишевых и флишоидных комплексов (ФК) свойственны возникшие при их погружениях, дислокациях и инверсионных воздыманиях структурно-минеральные парагенезы стадий глубинного (позднего) катагенеза, метагенеза или начального метаморфизма. Этими парагенезами в значительной мере камуфлируются образования начальных стадий литогенеза (диагенеза, раннего и среднего катагенеза) и предшествующего седиментогенеза. Для ретроспективного их воссоздания и познания литогенетических процессов, находившихся в сложной зависимости от многих экзо- и эндогенных факторов (от условий и способов седиментации, глубинных флюидных и термобарических (P-T) режимов и др.), требуется комплексный системный подход к стадильно-геоминаралогиеским исследованиям. Последние должны выполняться на генетической (фацциально-формационной), историко-геологической основе.

Специфические условия седиментации ФК: мобилизация гигантских масс полиминеральных кластогенных компонентов с больших площадей, лавинные темпы их накопления и обусловленная ими незавершенность диагенетических процессов (не доводивших осадок до состояния равновесного минералогиеского "созревания"), преобладание геохимической восстановительной среды и др. — предопределили своеобразие катагенетических и метагенетических новообразований в бассейнах флишоидного типа.

Прежде всего, на стадии катагенеза погружения ФК благодаря обилию глинистых компонентов создаются благоприятные условия для элизоидных процессов: с выделением огромных количеств H_2O и SiO_2 в результате трансформаций смектитов в гидрослюду, с исчезновением седиментогенных карбонатов вследствие их гидролиза и последующей кристаллизацией вторичных $CaCO_3$ в полостях трещин или в межзерновых промежутках пород-коллекторов и др. Вместе с тем физико-химические процессы проявлены здесь своеобразно — отлично от модели классического элизионного катагенеза вследствие весьма частой расслоенности глин в ФК алевролитопесчаными породами. Полимиктовый состав последних и насыщенность рассеянным органическим веществом создают реакционноспособную среду, при которой песчаники не являются только "пассивными" коллекторами газоводных флюидов, но сами становятся активными генераторами необходимых для аутигенного минералообразования веществ, мобилизуемых в результате гравитационной коррозии и внутрислойных растворов обломочных каркасных силикатов и кварца. Конк-

ретный состав парагенезов аутигенных минералов зависит, таким образом, и от конкретного петрографического типа песчаных и глинистых отложений в ФК, и от менявшихся глубинных Р-Т параметров.

Последнее обстоятельство приводит к формированию определенной зональности постдиагенетических минеральных и структурных преобразований, которые наиболее контрастно выражены в песчаных породах, а потому и устанавливаются в ФК значительно отчетливее, чем во многих иных осадочных формациях (исключение составляют лишь угленосные формации, где зональность литогенеза проявлена еще более наглядно, нежели во флишоидных).

Особенно полно такая зональность устанавливается в разрезах ФК кварцево-грауваккового и аркозово-грауваккового состава, принадлежавших осадочным бассейнам пассивных континентальных окраин. Классическим примером служат ФК верхоянского комплекса (поздний палеозой, триас и юра), где смена зон минеральных парагенезов, отражавших стадии катагенеза — начального метаморфизма включительно — была установлена А.Г.Коссовской и В.Д.Шутовым в 1955 г. (4 зоны) и детализирована автором в 1972–1986 гг. (до 9 зон). Многокилометровые мощности, вещественная изменчивость отложений в данном случае не были непреодолимыми препятствиями для региональной корреляции упомянутых зон относительно стратиграфических и фациальных границ внутри осадочных формаций.

Методологический подход к такой корреляции основан на принципах системного подхода. Сущность его сводится к комплексному раскрытию типоморфных признаков как отдельных минералов-индикаторов стадийности литогенеза, так и последовательной сменяемости парагенезов минеральных компонентов, постседиментационных структур и текстур на разных уровнях организации вещества: не только применительно к отдельным минералам и литологическим типам пород (изучаемым оптическими и прецизионными методами), но и путем обобщения этих наблюдений на фациальном и формационном уровнях, с обязательным учетом историко-геологических данных об эволюции бассейна и возникшей на его месте складчатой области в целом. Данные о литогенетической зональности наносятся на литофациальные и формационно-палеотектонические профили.

Одним из главных звеньев межформационной корреляции зон литогенеза служит при этом сравнительный анализ преобразований разобщенных между собой в разрезе или на площади, но генетически однотипных отложений. В ФК к таким относятся, в первую очередь, мелко- и среднезернистые песчаные образования зерновых потоков, так как они в большем или меньшем количестве присутствуют практически повсеместно. Вместе с тем благодаря своей изначально высокой пористости и отсутствию седиментогенного матрикса именно эти отложения служат "концентраторами" разнообразнейших аутигенных минералов-индикаторов условий литогенеза. Одна-

ко, анализируя их, следует учитывать также влияние со стороны преобразуемых соседних с ними фациальных типов осадков, так как все эти процессы взаимосвязаны и взаимообусловлены.

В конечном итоге удастся установить, что интенсивные темпы седиментации и постседиментационного погружения ФК в большой мере, хотя и не совершенно, нивелируют специфику литогенетических преобразований в изначально разных генетических типах отложений. Степень же конечных (метagenетических или раннеметаморфических) изменений пород ФК обусловлена не столько палеоглубинами их погружения в подскладчатом бассейне, сколько процессами глубинной термальной активизации фундамента складчатой области, вдоль тектонически ослабленных участков пересечения глубинных разломов погружения.

FLYSCH AND FLYSCHOID COMPLEXES IN DIFFERENT STRUCTURAL ZONES OF THE EARTH'S CRUST (FORMATIONS AND GEOMINERALOGY)

ABSTRACTS

Frolov V.T.

HISTORY OF STUDY, STRUCTURE, ORIGIN AND GEOLOGICAL IMPORTANCE OF FLYSCH

History of study of flysch, which continues for more than 160 years was very dramatic. The year 1950 — the beginning of genetic or turbidity period. A new definition for flysch formation, as well as for cyclic and facial structures, environments and mode of transportation and sedimentation of clastic material, diagnostic signs and geological significance and importance of it are given. It is necessary to overcome a one-sided uniformitarian approach and to view sedimentation as an event process commonly involving fast qualitative and often catastrophic events.

Zaprometov V. Yu., Popov V.J.

TOWARD THE CLASSIFICATION OF FLYSCHOID FORMATIONS

The authors refer to flysch formations those sequences whose composition is similar to a classical flysch, though not displaying such regular rhythm.

Afanasiev S.L.

FLYSCH AND TIME

A large quantity of layers and laminae in flysch deposits is favourable to practice nanocyclic and mesocyclic methods of geologic time definition, microcyclic method of geologic time interpolation between the marking dates (isotopic, nanocyclic, mesocyclic). The mesocyclic method is based on decrease of duration of four Milankovitch cycles (Berger, Loutre, 1989). The age of Early Santonian Cemessky subformation of Andreevsky section in the North-Western Caucasus flysch deposits has been defined as 85,3 Myr, which doesn't contradict to isotopic and nanocyclic ages of the deposits.

Shvanov V.N.

TWO FLYSCH FORMATIONS IN THE TIEN SHAN HERCYNIDES SECTION AND SOME METHOD PROBLEMS FOR FORMATIONAL STUDIES

The problems of methodology for researching objects of formational level from system aspects have been considered. Attention was focused on the sequence of procedures applied in the flysch studies: from static systems to dynamic and retrospective. In the light of the above, two geoformations of South Tien-Shan (Silurian and Middle-Upper Carboniferous) were considered as static and retrospective.

Sovetov J.K.

SEDIMENTOLOGIC ARCHITECTURE OF FLYSCH FORMATIONS: THE ORDERS AND SUBORDINATION OF DEPOSITIONAL BODIES ON THE EXAMPLE OF THE LATE RIPHEAN FLYSCH OF THE NORTHERN TIEN-SHAN

On the example of the Late Riphean flysch supercomplex in the Talas and Karatau ridges the depositional structures were classified into 8 orders. The orders of depositional bodies are recognized on the basis of their morphological and structural characteristics and by their implication for the theory of ancient submarine fans.

Poliansky B.V.

EPICONTINENTAL HUMID FAN COMPLEXES OF EASTERN ASIA: THE JURASSIC FORMATIONS IN WEST MONGOLIA AND PALEOGENE ONES IN WEST KAMCHATKA

The lithofacial and cyclic compositions of terrigenous coal-bearing formations both in land riftogenous Lower and Middle Jurassic Mongolian and foreland Paleogene Western Kamchatka sedimentary basins are considered. The fan and avalanche character of the sedimentary units, whose thickness is 3–4 km and velocity of deposition 150–200 B, is typical of these basins and this is confirmed by the facial, paleoclimatic and structural peculiarities.

Khudoley A.K., Guriev G.A.

DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF CARBONIFEROUS — LOWER PERMIAN FLYSCHOID SEDIMENTS OF THE SOUTH VERKHONYANIAN

The Carboniferous — Lower Permian sediments of the South Verkhoyanian consist of predominantly fine-grained terrigenous rocks, coarsening upward. Seven lithological associations have been diagnosed, most widespread being the arc facies of D and E classes, less of B and F classes with rare facies of C classes. Deposition took place in the lower and middle parts of submarine fan, prograding northward. Low sand/mud ratio, considerable thickness of sediments and large size of the fan under consideration are typical of fans on the mature passive margin of the Atlantic type.

Tuchkova M.I., Makarov Y.V.

SEDIMENTATION IN THE EARLY–MIDDLE JURASSIC BASIN OF CENTRAL CAUCASUS

The Lower–Middle Jurassic terrigenous mineral provinces of Central Caucasus region are discussed. Detailed lithofacies and mineralogical-petrographic studies of terrigenous flyschoid formations have led to the identification of major sedimentation stages that correspond to certain geotectonic processes in the region's evolution.

Sen'kovsky Yu.N., Koltun Yu.V.

PALEOGEOGRAPHIC ASPECTS OF THE CARPATHIANS FLYSCH FORMATION

The Carpathians Cretaceous — Paleogene flysch formation has formed on a passive continental margin. This is confirmed by continuous sedimentation processes, thickness of the deposits and insignificant amount of volcanic admixture.

Frolov V.T.

THE MARGINAL PACIFIC FLYSCH BELTS

Flysch formations tend to form marginal belts running parallel to the Pacific coastline. This is **assumably** related to a long-term (starting from Cambrian) tectonic and volcanic activity within the Pacific ring.

Romanovsky S.J.

FLYSCH STRATA, AS INDICATORS OF PALEOSUBDUCTION ZONES

The paper considers a series of thin-rhythmic successions: slaty formation to flysch to marine molasse as a unidirectional sedimentologic indicator of paleosubduction zones.

Chamov N.P.

THE PALEOCENE FLYSCH COMPLEXES OF THE FORE-ARC PALEOBASIN (Pylga Ridge, southern Koryak highland)

The considered complexes are depositional products of two subparallel submarine fan systems which have prograded towards each other within a single basin. Formation of both systems started as early as the post-Maastrichtian period of quiet volcanicity. They have formed due to destruction of island arc structures of ensialic type existing at that time.

Voznesensky A.I.

PECULIARITIES OF MODERN SEDIMENTATION IN CENTRAL-AMERICAN TRENCH

Detailed sedimentary studies of modern Central-American trench deposits have been based on materials of the 8th leg of R/V "Academik N.Strakhov" (1989) and the results are given. The structural and textural characteristics are provided and genetic interpretation for deposits of different trench zones (valley floor, continental and ocean slopes) are given. An important role of autokinetic current deposits is marked in the formation of different sediments in a variety of zones.

Koporulin V.J.

PETROGRAPHIC AND PETROCHEMICAL FEATURES OF EARLY CAMBRIAN FLYSCH COMPLEXES IN THE RIVER ABAKAN MIDDLE COURSES

In terms of petrographic and petrochemical features, the Early and Middle Cambrian flysch in the upper part of the Abakan River (Southern Khakassia) are identical with the synchronous and older magmatic complexes found there, and are believed to form due to their redeposition. Framework composition of sandy-gravel flysch rocks (contents of quartz, feldspars, rock fragments and different varieties of the latter), and the total absence of the components derived from the continental crust suggest that in the Early and Middle Cambrian this region must have been associated with the intra-arc sedimentary basin. This conclusion is supported by the present concepts of the tectonic position of the region at that time.

Yurkova R.M., Voronin B.I.

THE ROCK AND MINERAL ASSEMBLAGES OF FLYSCHOID COMPLEX IN THE FORE-ARC PALEOZONES (with Sakhalin and Kamchatka examples)

The paper shows the dependence of composition of clastic and autigenous (particularly, apoashy) mineral assemblages of the fore-arc volcanic-sedimentary units on the specific properties of island-arc volcanic series, the structural type, stages of paleoarc evolution, and the depth of sedimentation on the outer side of ancient arc. Mineral assemblages of apoashy metasomatites (tuffsilicates) and ore beds are indicators of the paleoarcs structural type. The fore-arc volcanic-sedimentary complexes may be forecasted for sulfide pores in case the paleoarcs are primitive with a typical spilite-keratophyre volcanic series and for iron-manganese ores — in a developed paleoarc, exhibiting volcanicity with a megaplagiophyre basaltoid lava composition.

The authors conclude that the oil and gas pools form above the seismofocal zone due to hydraulic and hydrocarbon explosions and intrusions at the concluding stage of ophiolite generation related with the mantle diapir uplift.

Rogov V.S., Khudoley A.K.

METALLOGENIC ASPECTS IN THE FLYSCH STUDIES

Discussed are some aspects of formation of ore deposits during the processes of lithogenesis and metamorphism in different tectonic zones and regimes.

Yapaskurt O.V.

SOME METHOD ASPECTS IN THE STAGE-MINERALOGICAL STUDIES OF LITHOGENESIS OF PREQUATERNARY FLYSCH AND FLYSCHOID COMPLEXES

An integrated study of stages of lithogenesis is discussed.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
I. Определение, типизация и методы изучения	
Фролов В.Т. История изучения, строение, происхождение и геологическое значение флиша	4
Запроматов В.Ю., Попов В.И. К классификации флишоидных формаций	20
Афанасьев С.Л. Флиш и время	21
Шванов В.Н. Две флишевые формации в разрезе герцинид Тянь-Шаня и некоторые вопросы методологии формационных исследований	30
II. Генетические типы, фации и формации	
А. Внутриконтинентальные складчатые области	
Советов Ю.К. Седиментологическая структура (архитектура) флишевых формаций: ранги и соподчиненность осадочных тел на примере позднерифейского флиша Северного Тянь-Шаня	41
Полянский Б.В. Эпиконтинентальные гумидные фэновые комплексы Восточной Азии: юрские угленосные отложения Западной Монголии и палеогеновые комплексы Западной Камчатки	57
Худолей А.К., Гурьев Г.А. Обстановки осадконакопления флишоидных отложений карбона-перми Южного Верхоянья	71
Тучкова М.И., Макаров Ю.В. Осадконакопление в ранне-среднеюрском осадочном бассейне Большого Кавказа	80
Сеньковский Ю.Н., Колтун Ю.В. Палеогеографические аспекты формирования флиша Карпат	91
Б. Континентальные окраины и океан	
Фролов В.Т. Перитихоокеанские флишевые пояса	93
Романовский С.И. Флишевые толщи как индикаторы палеосубдукционных зон	95
Чамов Н.П. Палеоценовые флишоидные комплексы преддугового палеобассейна (Пылгинский хребет, юг Корякского нагорья)	96
Вознесенский А.И. Особенности современного осадконакопления в Центральном-Американском желобе	99
III. Петрография, минералогия и полезные ископаемые	
Копорулин В.И. Петрографическая и петрохимическая характеристика раннекембрийских флишевых комплексов среднего течения р.Абакан	107
Юркова Р.М., Воронин Б.И. Породные и минеральные ассоциации флишоидных комплексов преддуговых палеозон (на примере Сахалина и Камчатки)	116
Рогов В.С., Худолей А.К. Металлогенетические аспекты изучения флиша	143
Япаскорт О.В. Методические аспекты стадийно-минералогических исследований литогенеза дочетвертичных флишевых и флишоидных терригенных отложений	146
Abstracts	149

CONTENTS

Foreword	3
I. Definition, typization and the study methods	
<i>Frolov V.T.</i> History of study, structure, origin and geological importance of flysch	4
<i>Zaprometov V.Yu., Popov V.J.</i> Toward the classification of flyschoid formations	20
<i>Afanasiev S.L.</i> Flysch and time	21
<i>Shvanov V.N.</i> The flysch formations in the Tien-Shan Hercynides section and some method problems for formational studies	30
II. Genetic types, facies and formations	
A. Intracontinental folded areas	
<i>Sovetov J.K.</i> Sedimentologic architecture of flysch formations the orders and subordination of the depositional bodies from the example of the Later Riphean flysch of the Northern Tien-Shan	41
<i>Poliansky B.V.</i> Epicontinental humid fan complex of Eastern Asia: the Jurassic formations in West Mongolia and Paleogene ones in West Kamchatka	57
<i>Khudoley A.K., Guriev G.A.</i> Depositional environments of Carboniferous - Lower Permian flyschoid sediments of the South Verkhoyanian	71
<i>Tuchkova V.I., Makarov Y.V.</i> The sedimentation in Early-Middle Jurassic basin of Central Caucasus	80
<i>Sen'kovsky Yu.N., Koltun Yu.V.</i> Paleogeographic aspects of the Carpathians flysch formation	91
B. Continental margins and the ocean	
<i>Frolov V.T.</i> The marginal Pacific flysch belts	93
<i>Romanovsky S.J.</i> Flysch strata, as indicators of paleosubduction zones	95
<i>Chamov N.P.</i> Paleocene flysch complexes of the fore-arc paleobasin (Pylga Radge, southern Koryak highland)	96
<i>Voznesensky A.J.</i> Peculiarities of modern sedimentation in Central-American trench	99
III. Petrography, mineralogy and mineral resources	
<i>Koporulin V.J.</i> Petrographic and petrochemical features of Early Cambrian flysch complexes in the River Abakan middle courses	107
<i>Yurkova R.M., Voronin B.I.</i> The rock and mineral assemblages of flyschoid complex in the fore-arc paleozones (with Sakhalin and Kamchatka examples)	116
<i>Rogov V.S., Khudoley A.K.</i> Metatogenic splits in the flysch studies	143
<i>Yapaskurt O.V.</i> Some method aspects in the stage - mineralogical studies of lithogenesis of Prequaternary flysch and flyschoid complexes	146
Abstracts	149

Научное издание

**ФЛИШ И ФЛИШОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ
ЗЕМНОЙ КОРЫ (ФОРМАЦИИ И ГЕОМИНЕРАЛОГИЯ)**

Утверждено к печати Геологическим институтом РАН

Редактор Р.Л.Мишина

Компьютерная верстка выполнена в ГИН РАН А.А.Филиповой

Подписано к печати 25.10.94. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1.
Гарнитура Dutch. Печать офсетная. Тираж 300 экз. Тип. зак. 72.
МЦНТИ