АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ФОРМАЦИИ САКМАРСКОГО АЛЛОХТОНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА"

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ФОРМАЦИИ САКМАРСКОГО АЛЛОХТОНА

(Южный Урал)

Труды, вып. 311

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1978

УДК 551. 217. 244 + 551. 8 + 552.3 + 552.5 (234.853)

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

FORMATIONS OF THE SAKMARIAN ALLOCHTHONE (SOUTH URALS)

Transactions, vol. 311

Авторский коллектив:

И.В. Хворова, Т.А. Вознесенская, Б.П. Золотарев, М.Н. Ильинская, С.В. Руженцев

Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). Труды ГИН АН СССР, вып. 311. М., "Наука", 1978.

В работе рассмотрены состав, строение и условия образования формаций, слагающих крупный аллохтон, шарьированный из эвгеосинклинальной области. Формации составляют ряд, отражающий развитие геосинклинального прогиба, возникшего на краю континента (платформы) в результате спрединга и пережившего сложную тектоническую историю. В работе уделено большое внимание палеогеографическим реконструкциям, седиментации, характеристике генетических типов морских глубоководных отложений и влиянию вулканизма на осадкообразование. Специально рассмотрена петрология вулканических комплексов в историческом и сравнительном аспектах. На основе анализа седиментации и магматизма установлено стадийное развитие прогиба, включающее рифтовую, океаническую, переходную и континентальную стадии.

Табл. 16. Ил.111. Библиогр. 96 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев.

Ответственный редактор

В.Н. Григорьев

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (editor-in-chief),
V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

V.N. Grigoriev

Ф 20801-035 / 055 (02)-78 372-78

© Издательство "Наука", 1978 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи с развитием идей новой глобальной тектоники идет пересмотр многих традиционных представлений о геосинклиналях, включая и проблему их зарождения. Для древних объектов невозможность использования в этом плане геофизических данных заставляет обратить особое внимание на вещественный состав геосинклинальных формаций и рассмотреть их под углом зрения соответствия определенным структурным моделям. Надо сказать, что пока в интерпретации материала царит большой разнобой и для одного и того же объекта предлагаются разные модели. Прекрасным примером тому служит нижний палеозой Тасмании. Для этого региона разные авторы дают близкие ландшафтные и седиментационные реконструкции, но предлагают принципиально различные структурные модели: две плитные модели, модель краевого моря и рифтовую (Corbett et al., 1972). Очевидно, теоретические представления авторов имеют здесь определяющее значение. Действительно, общепринятых методов для восстановления "глубинной геологии" древних геосинклиналей пока нет, но, вероятно, в выборе модели большая роль должна принадлежать вещественному составу отложений, в частности петрохимии вулканитов в сравнительном аспекте с современными. При этом особый интерес представляют формации ранних стадий развития геосинклиналей, определяемых иногда как океанические (Пейве, 1973).

Детальное изучение складчатых областей показало, что в их формировании большую роль играли горизонтальные перемещения. В ряде мест установлены крупные крайне сложно построенные аллохтоны. Некоторые из них образованы офиолитами и вулканогенно-осадочными формациями, шарьированными из эвгеосинклинальных областей в пределы миогеосинклиналей и прилежащих к ним частей платформ. Они получили название краевых офиолитовых аллохтонов и известны во многих линейных складчатых системах. Такие аллохтоны представляют большой интерес не только для понимания структурно-тектонического развития складчатых областей, но также для характеристики геосинклинальной седиментации и вулканизма. Именно здесь можно видеть отложения нижних частей геосинклинального разреза (раннегеосинклинальные формации), которые не всегда сохраняются или обнажены в автохтоне. Прежде всего это относится к краевым зонам геосинклиналей, расположенным вблизи континентальной окраины. Формации, слагающие аллохтоны, дают исключительно интересный материал о вулканизме, седиментации и ландшафтных условиях этих зон. Вероятно, невозможно разработать общую схему строения и развития древних геосинклиналей без учета формаций, присутствующих в аллохтонах. Может быть, поэтому им стали уделять все больше внимания.

Одним из крупных аллохтонов на Урале является Сакмарский, известный как "Сакмарская зона"[1]. Он и был объектом наших исследований. Мы ставили перед собой задачу: выяснить условия формирования осадочных и вулкани-

[1] Отметим, что аллохтонная природа Сакмарской зоны принимается не всеми. Подробно этот вопрос рассмотрен в специальной тектонической работе одного из авторов (Руженцев, 1976), и здесь мы на нем останавливаться не будем.

ческих толщ, образующих аллохтон, и проследить изменение этих условий во времени в связи с развитием тектонической структуры. Для решения поставленной задачи использовался формационный метод. В результате авторы пришли к варианту модели краевого моря для Сакмарского объекта и к выводу о большой роли горизонтальных перемещений (растяжение, сжатие) в истории геосинклинального развития.

При выполнении работы возникали большие трудности, прежде всего стратиграфического плана. Толщи очень неравномерно охарактеризованы палеонтологически, а некоторые вообще лишены органических остатков, по которым можно определить возраст. При сложной покровной тектонике это не позволяет точно коррелировать отложения, и в ряде случаев сопоставления делаются условно; естественно, здесь возможны ошибки, тем более, что в разных стратиграфических подразделениях присутствуют породные ассоциации, очень сходные литологически. Тем не менее, нам представляется, что такие ошибки не скажутся существенно на основных выводах, а скорее могут иметь частный, региональный характер или дадут не вполне точную возрастную датировку событий. Так, трудно бывает уверенно определить длительность того или иного типа вулканической деятельности. Долго считалось, например, что подводные базальтовые излияния связаны с силуром (сугралинская свита), но среди спилитов в яшмовых пачках были обнаружены радиолярии среднего ордовика, и это заставило начало излияний отнести еще к раннему палеозою, т.е. значительно "удревнить". Это, однако, не изменило основного вывода о том, что вулканическая деятельность определенного типа связана с раннегеосинклинальным этапом и что особенно широкое развитие она получила в силуре. Не всегда удается твердо определить возраст таких важных для фациального и тектонического анализа толщ, как олистостромовые. Новые находки фауны могут заставить пересмотреть стратиграфическое положение той или иной олистостромы, но это опять-таки отразится на выводах в региональном плане, не изменив общих представлений, так как возрастные уровни олистостромообразования определяются достаточно четко. Возникают трудности и при палинспастических реконструкциях; этот вопрос рассмотрен в работе специально. Отметим лишь, что если и возможны иные варианты реконструкции, то они, вероятно, не изменят принципиально общей схемы соотношения отложений.

В работе принимали участие специалисты разного профиля. Тектоническая ее часть, включая картирование ключевых участков и структурный анализ, а также палинспастика были выполнены С.В. Руженцевым; им же написан раздел "История развития бассейна в связи со становлением структуры". Изучение формаций (разрезы, породы, породные ассоциации) и условий их образования (седиментогенез, физико-географическая обстановка) проводилось Т.А.Вознесенской (ордовикские формации) и И.В.Хворовой (силурийские и девонские формации). Эффузивные образования (петрография, петрохимия) изучены Б.П.Золотаревым и М.Н. Ильинской; ими же написан раздел "Петрология вулканических комплексов".

В процессе работы постоянную помощь авторам оказывали палеонтологи-стратиграфы. Особенно большой объем определений выполнен Т.Н.Корень (граптолиты), Б.Б. Назаровым (радиолярии) и Х.С. Розман (брахиоподы). Отдельные определения делались И.П. Морозовой (мшанки), М.Н.Чугаевой (трилобиты) и В.А. Клишевичем (тентакулиты). Всем перечисленным товарищам авторы выражают искреннюю признательность.

Авторы благодарны также Б.П. Градусову и М.А. Ратееву, изучившим минералогию характерных образцов глинистых пород, и коллективу сотрудников химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР за большой объем выполненных химических и спектральных анализов.

СТРАТИГРАФИЯ

Мы остановимся на принятой стратиграфической схеме кратко, не рассматривая историю стратиграфических исследований, так как она неоднократно освещалась в литературе.

Древнейшими фаунистически охарактеризованными отложениями Сакмарской зоны являются кембрийские археациатовые известняки. По нашему мнению, это – глыбы; размер их до 200 – 300 м. Расположены они среди более молодых отложений, но чаще в серпентинитовом меланже. Происхождение глыб не ясно, во всяком случае до сих пор не известна их корневая область. Разрез начинается с верхнего кембрия и образован следующими свитами.

Кидрясовская свита ($\epsilon_3 - O_1t$) представлена чередованием аркозовых и слюдисто-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Местами среди них появляются отдельные пласты диабазов и линзы известняков. Отложения залегают на ультрабазит-габбровом основании. Контакт обычно тектонический. На юге зоны (Косистекский район) наряду с терригенными осадками развиты основные лавы, гиалокластиты, силициты и известняки. Все эти породы были выделены Н.И. Леоненок (1955) в самостоятельную куагачскую свиту ($\epsilon_3 - O_1t - a_1$).

Кураганская свита ($O_1a - S_1l_1$) – толща однообразных красных и зеленых аргиллитов, иногда содержащих прослои слюдисто-кварцевых песчаников, тонкозернистых туффитов и туфосилицитов. В бассейне р. Карабутак кураганские аргиллиты с постепенным переходом залегают на отложениях куагачской свиты. В свою очередь, они, также с постепенным переходом, перекрыты фтанитами среднего лландовери. На этом основании, а также на основании редких находок остатков граптолитов в сланцах возраст свиты определяется как раннеордовикский – раннесилурийский.

Губерлинская свита ($O_2 - S_1l_1$) представлена разнообразными, преимущественно кислыми, туфами, туффитами, аргиллитами, липаритами, диабазами. Свита не охарактеризована палеонтологически, в связи с чем ее возраст различные авторы определяют в широких пределах – от ордовика до девона. Отложения губерлинского типа с постепенным переходом залегают на кураганских аргиллитах и перекрываются кремнями нижнего силура (S_1l_2). На этом основании мы считаем, что рассматриваемый комплекс отложений в возрастном отношении соответствует верхней части кураганской свиты. По новым данным, в некоторых разрезах присутствуют радиолярии нижнего ордовика; это позволяет предположить, что наиболее полные разрезы включают и часть последнего.

Косистекская свита ($O_2 - S_1l_{2-3}$) по типу отложений мало отличается от губерлинской. Это туфы среднего и кислого состава, туффиты, яшмы и липариты. Отличительной чертой свиты являются мощные горизонты грубообломочных вулканотерригенных пород (вплоть до валунных конгломератов). Последние местами содержат гальку фтанитов, в которых впервые В.Г.Кориневским были обнаружены граптолиты среднего лландовери (см. Абдулин и др., 1969). В бассейне р. Косогач среди туфов в тонких прослоях кремней собраны остатки верхнелландоверийских граптолитов (Руженцев, 1974). Таким образом, установлено, что верхняя часть свиты относится к силуру. В то же время на

основании распределения радиолярий можно предполагать, что низы свиты принадлежат еще к нижнему ордовику, т.е. в большей своей части косистекская свита соответствует губерлинской.

Силурийские отложения распространены наиболее широко в пределах Сакмарской зоны. В первом приближении здесь выделяется несколько фациальных комплексов (Руженцев, 1972), часто рассматриваемых как свиты: кремнистый – сакмарская свита, обломочный – херсонская свита, эффузивный, – получивший в разных районах название сугралинской, байтерекской и блявинской свит. По данным Т.Н. Корень и А.Д. Петровского (1967), возрастной интервал этих комплексов ранний лландовери – поздний лудлов, хотя не исключено, что они включают и отложения нижнего девона.

Шандинская свита ($D_{1-2}ef$) – полимиктовые конгломераты и песчаники с глыбами и крупными линзами известняков, содержащих остатки богатой и разнообразной фауны. Кроме того, присутствуют туфы, туффиты, силициты, яшмы и эффузивные породы.

Чанчарская свита ($D_2ef_2 - gv$) залегает несогласно на более древних отложениях. Это толща калиевых трахиандезито–базальтов, их туфобрекчий, липаритов, полимиктовых песчаников и известняков.

Егиндинская свита (D_3f) начинается базальным конгломератом (айтпайский горизонт) и несогласно перекрывает подстилающие отложения. Она представлена кремнями, содержащими богатый комплекс франских радиолярий (Назаров, 1975). Выше егендинских кремней с постепенным переходом залегает мощная толща граувакк зилаирской серии.

СТРУКТУРА И ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В герцинской структуре западного склона Южного Урала выделяются следующие тектонические зоны (рис. 1) : 1) линейные складки Предуральского краевого прогиба, сложенные флишевыми и молассовыми толщами каменноугольной и пермской систем; 2) Башкирский антиклинорий – выступ докембрийских пород, перекрытых терригенно-карбонатными отложениями ордовика, силура и девона; 3) Зилаирский синклинорий, выполненный граувакками верхнего девона – нижнего карбона; 4) Сакмарская зона – область развития эффузивно-осадочных образований ордовика – верхнего девона; 5) антиклинорий Уралтау, в пределах которого вскрыты докембрийские породы, перекрытые осадочными отложениями ордовика и силура.

На тектоническую природу Сакмарской зоны существуют различные взгляды. Некоторые авторы (Богданов, 1947; Келлер, 1949; Леоненок, 1955; Эз и др., 1965) рассматривают ее как более или менее обособленную западную часть Уралтауского антиклинория, выведенную на поверхность из-под средне-верхнепалеозойских отложений Зилаирского синклинория. Другие (Камалетдинов, 1968, 1974; Кропачев, 1970; Пейве и др., 1971; Руженцев, 1971, 1974; Иванов и др., 1972) считают, что она представляет собой крупнейшую в системе аналогичных структур аллохтонную массу, шарьированную из эвгеосинклинальной области в пределы западного склона Урала, в результате чего произошло тектоническое совмещение мио- и эвгеосинклинальных комплексов. Этой проблеме посвящены специальные публикации одного из авторов настоящей работы (Руженцев, 1971, 1976), поэтому здесь она рассматриваться не будет. Отметим только, что мы считаем Сакмарскую зону аллохтоном, а слагающие его эффузивно-осадочные комплексы – перемещенными на значительное расстояние от места своего образования.

Уже давно была отмечена (Яншин, 1932; Зегебарт, 1936; Павлинов, 1936) крайне сложная внутренняя структура Сакмарской зоны, на территории которой наблюдается "смешение" разнообразных типов отложений, широкое развитие серпентинитовых брекчий и надвигов. Все это, как показал В.П. Павлинов (1936), обусловило сравнительно редкую возможность наблюдать нормальные стратиграфические контакты. Новейшие исследования, проводившиеся в конце 60-х – начале 70-х годов, в целом подтвердили эти представления. Поэтому в плане рассматриваемой проблемы важнейшее значение приобретает правильная интерпретация внутреннего строения зоны, а на ее основе – палинспастическая реконструкция, без чего невозможно восстановить первичное взаиморасположение отдельных фациальных зон, а следовательно и палеогеографическую обстановку, условия седиментации и историю вулканизма.

Как было показано (Руженцев, 1971, 1974, 1976), Сакмарский аллохтон отличается сложной покровной структурой. Различные литологические комплексы ордовикских, силурийских и девонских отложений образуют систему более или менее многочисленных пластин. Последние в дальнейшем были смяты, образовав серию морфологически разнообразных складчатых нарушений, часто прорванных телами серпентинитового меланжа. Несмотря на столь сложное строение зоны, все же удается наметить несколько участков, отличающихся как числом и последовательностью пластин в разрезе, так и преобладанием

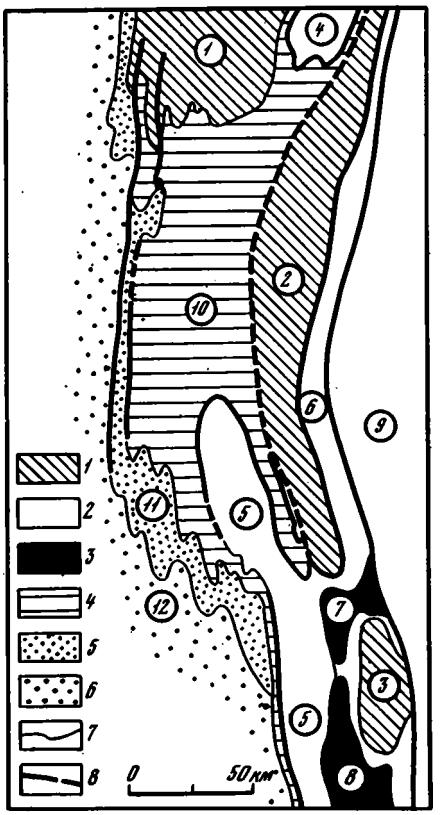


Рис. 1. Тектоническая схема западного склона Южного Урала

1 – выступы докембрийского фундамента Русской платформы; *2* – эвгеосинклинальные образования ($O_1 - D_2$); *3* – гипербазиты и габбро; *4, 5* – миогеосинклинальные образования; *4* – $O-C_1$, *5* – C_1-P_1; *6* – образования Бельской впадины (P_2-T_1); *7* – стратиграфические и *8* – тектонические контакты

Цифры на схеме: *1* – Башкирский, *2* – Уралтайский, *3* – Эбетинский антиклинории *4* – Кракинский, *5* – Сакмарский аллохтоны; *6* – Сакмаро-Вознесенская корневая зона; *7* – Хабарнинский, *8* – Кимперсайский массивы; *9* – Магнитогорский прогиб; *10* – Зилаирский синклинорий; *11* – зона передовых складок; *12* – Бельская впадина Предуральского краевого прогиба

тех или иных типов разрывно-складчатых дислокаций. Это следующие участки (с севера на юг): Абишевский, Кувандык-Медногорский (бассейн Кургана и Блявы), Чебаклинский (правобережье Урала), Медесский (левобережье р. Урал), Косистекский (бассейн р. Жаксы-Каргалы).

Вулканические и осадочные образования Сакмарской зоны формировались на ультрабазит-габбровом основании. В процессе шарьирования они были сорваны с него, а сами ультрабазиты и габбро подверглись интенсивному дроблению, дав начало серпентинитовому меланжу. Последний по существу представляет собой нижнюю пластину в покровной системе Сакмарской зоны. Обладая большой текучестью, серпентинитовая масса относительно легко прорывалась на более высокие структурные уровни, образуя многочисленные, морфологически крайне разнообразные, в том числе и пластовые тела (Пейве и др., 1971; Руженцев, 1971, 1976; Перфильев, Руженцев, 1973). Однако повсеместно нижняя ультрабазит-габбровая масса выражена наиболее четко. Вследствие того что в дальнейшем мы будем рассматривать в основном вулканогенно-осадочные толщи, из нумерации (табл. 1) исключены пластины, образованные ультрабазитами и габбро. Ниже дана краткая характеристика структуры каждого из выделенных участков.

Абишевский участок. Он характеризуется наиболее простым строением. Выделяются два аллохтонных элемента, залегающих на граувакках зилаирской серии (Камалетдинов, 1974; Садрисламов, 1974). Нижний образован вулканическим комплексом силура, прорванным телами серпентинитов, верхний – породами кураганской, сакмарской и херсонской свит.

В структурном отношении район представляет собой крупную синформу (Сакмарскую). Ее ширина приблизительно 10 км. В пределах западного крыла пластины полого (5–40°) погружаются к востоку, в пределах восточного – слои часто запрокинуты. Характерны многочисленные срывы, пологие надвиги амплитудой в несколько километров, а также обращенные к западу дисгармоничные лежачие и близкие к ним складки.

Кувандык-Медногорский участок. Здесь снизу вверх выделяются три покровные пластины, состоящие из следующих отложений: пластина 1 – кураганская и сакмарская свиты; пластина 2 – кураганская, губерлинская, сакмарская или херсонковская свиты; по направлению к востоку последние часто

Таблица 1

Схема сопоставления покровов

Кувандык-Медногорский участок	Чебаклинский участок	Медесский участок	Косистекский участок	
			Чанчар	Косистек
(III) 10. сг (3)				
(III) 9. кр, гб, ск, х, сг (2)	(III) 9б. х, сг (6)			
(III) 8. кр, ск (1)	(II) 6б. сг (5)			
	(III) 9а. ск – х (4)	9. ск (4)	9. ск (5)	(III) 9. ск, ч (9)
	(II) 6а. сг (3)	6. кг, кс, сг, х, ш (3)	6. сг (4)	(II) 7. х, ш (8)
	(II) 3. гб, ск, х (2)	3. ск–ш (2)	3. ск (3)	(II) 6. сг (7)
	2. кд (1)	2. кд (1)	1. сг (2)	(II) 5. кс (6)
				(II) 3б. ск (5)
				4. ку (4)
				(II) 3а. ск (3)
				(I) 1. сг, ш (1–2)

Примечание. 1–10 номера покровов (а и б – частные усложнения). (1) – (9) – номера пластин на различных участках, I – III – номера покровных пакетов. Свиты: кд – кидрясовская, ку – куагачская, кр – кураганская, гб – губерлинская, кс – косистекская, ск – сакмарская, сг – сугралинская, блявинская, байтерекская, х – херсонковская, ш – шандинская, ч – чанчарская. Волнистые линии – границы, маркируемые неоавтохтонами.

замещаются вулканитами блявинской свиты (S_1l_2); пластина 3 – блявинская свита (S_1l_{2-3}), вулканиты девона.

Рассматриваемый пакет пластин залегает на разных структурных элементах. На севере он перекрывает зилаирские граувакки, на юге – систему пластин южных покровов Сакмарской зоны (Руженцев, 1976).

Кувандык–Медногорский участок представляет собой обширную синформу (Кураганскую), являющуюся южным продолжением Сакмарской. Она возникла в результате изгиба указанных покровных элементов (рис. 2). В плане это овальная структура длиной 40 км при ширине 25 км. При относительно просто построенной центральной части, представляющей систему изометричных плоских мульд (Утягуловская, Блявинская), ее крылья имеют более сложное строение. Здесь развиты морфологически разнообразные дислокации, группирующиеся в Сакмаро-Кидрясовскую на западе и Чураевскую на востоке антиформы, пространственно сопряженные с многочисленными телами меланжа. Наряду с моноклинальным падением слоев по направлению к центру структуры здесь часто появляются напряженные, обычно опрокинутые к западу, близкие к изоклинальным складки, а также цепочки изометричных куполов–антиформ. Тела серпентинитового меланжа на площади распространены неравномерно. Они отсутствуют в пределах выходов отложений пластины 1; сравнительно редко встречаются среди эффузивов пластины 3, внедрялись лишь в виде крутых тел вдоль разломов; основная масса серпентинитов приурочена к участкам пород пластины 2. В основном они образуют неправильные крупные изо-

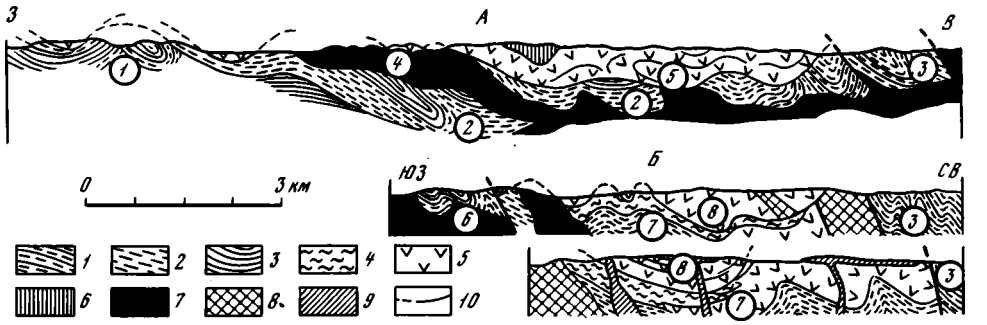


Рис. 2. Геологические профили через Утягуловскую (*А*) и Блявинскую (*Б*) мульды (синформы)

1–5 – свиты: *1* – кураганская, *2* – губерлинская, *3* – сакмарская, *4* – херсонковская, *5* – блявинская; *6* – вулканиты D_{1-2}; *7* – серпентинитовый меланж; *8* – габбро-диабазы; *9* – кварцевые альбитофиры; *10* – разломы

Цифры на профилях: *1* – выходы пластины 1 в ядре Новокурского купола; *2* – пластина 2 в пределах Утягуловской мульды; *3* – то же, в Чураевской антиклинальной зоне; *4* – Кувандыкский меланж; *5* – пластина 3 в Утягуловской мульде; *6* – Медногорская антиклиналь; *7* – пластина 2 в Блявинской мульде; *8* – пластина 3 в Блявинской мульде

метричные массивы меланжа на стыке пластин 2 и 3, а также присутствуют в виде тел, вытянутых согласно с отмеченными выше сжатыми складками и куполами. Серпентиниты расположены чаще в ядрах антиформ, однако местами переходят в дискордантные рвущие массы. Сказанное скорее свидетельствует о первично пластовой структуре меланжа, приуроченного к контакту пластин 1 и 2. При деформации покровного пакета серпентинитовая масса перераспределялась, образуя протрузивные купола. Последние насыщали пластину 2, сравнительно редко прорываясь на более высокие структурные уровни.

Чебаклинский участок. Здесь выделено шесть покровных пластин: пластина 1 – кидрясовская свита; пластина 2 – губерлинская, сакмарская и херсонковская свиты; пластина 3 – сугралинская свита; пластина 4 – сакмарская и херсонковская свиты; пластина 5 – сугралинская свита; пластина 6 – херсонковская и сугралинская свиты.

Отмеченная система покровов залегает на более или менее меланжированном ультрабазит-габбровом основании. Она сложно смята, образуя систему антиформ и синформ. В первых вскрыты породы нижних, во вторых – верхних пластин. С запада на восток расположены: 1) Коноплянкинская антиформа, 2) Ижбаулганская синформа, 3) Сухореченская антиформная зона, 4) Масеевская синформа, 5) Чебаклинская антиформа, 6) Губерлинская синформа. Первые три представляют собой сжатые, часто вытянутые в северо-западном направлении нарушения, осложненные многочисленными надвигами и взбросами. Широко распространены тела серпентинитов. Структуры, расположенные восточнее, построены проще. Это широкие, часто изометричной или слегка вытянутой формы дислокации с пологими наклонами слоев на крыльях. Серпентиниты здесь либо приурочены к ядрам куполов, либо в виде тонких прокладок прослеживаются между отдельными пластинами.

Медесский участок. Снизу вверх здесь выделены следующие покровные пластины: пластина 1 – кидрясовская свита; пластина 2 – сакмарская и шандинская свиты; пластина 3 – кураганская, косистекская, сугралинская, херсонковская и шандинская свиты; пластина 4 – сакмарская свита.

В структурном отношении рассматриваемый район – система относительно просто построенных мульд – синформ (Сугралинская, Богенская), которые окаймлены крайне сложно построенными антиформами. Наряду с линейными открытыми складками (Алимбетская антиформа) встречаются цепочки куполов

(Тереклинская антиформа), которые, в свою очередь, переходят в узкие изоклинальные складки. Широко развито явление дисгармоничного смятия отдельных пластин. Наблюдается пересечение дислокаций (например, Колымбайская антиформа).

Большое разнообразие структурных форм, их частое и хаотическое чередование на площади обусловлены широким распространением серпентинитового меланжа, с послойным перераспределением которого происходило формирование компенсационных мульд (синформы) и окаймляющих их антиформ.

Косистекский участок. Он характеризуется наиболее сложным набором покровных пластин (Руженцев, 1976). Снизу вверх здесь развиты следующие пластины: пластины 1 – 2 – байтерекская свита, перекрытая сложным комплексом шандинских и чанчарских отложений; пластина 3 – сакмарская свита; пластина 4 – куагачская свита; пластина 5 – сакмарская свита; пластина 6 – косистекская свита; пластина 7 – байтерекская свита; пластина 8 – херсонковская, шандинская, чанчарская свиты; пластина 9 – сакмарская и чанчарская свиты.

В структурном отношении Косистекский участок – система эллипсовидных или круглых в плане куполов, осложненных различно ориентированными разломами. Размеры складок до 10–20 км в поперечнике, однако чаще встречаются нарушения, диаметр которых 1–3 км. В ядрах последних обычно вскрыты серпентиниты.

Крупнейшая структура района – Каргалинская антиформа. Ее длина – 30 км, ширина – 15 км. Ядро антиформы построено наиболее сложно, представляя собой серию изометричных, сравнительно небольших куполов, разделенных сжатыми синклиналями. В пределах куполов обнажаются пластины 1, 2 и 3 покровного пакета.

У Каргалинской антиформы наиболее хорошо сохранились северная перекликаль и восточное крыло. Здесь особенно четко наблюдаются последовательность и соотношение пластин. Мощность пластин колеблется от нескольких десятков метров до первых километров. Обычно характерно более или менее четкое совпадение углов наклона плоскостей сместителей, ограничивающих пластины, и слоистости. Однако в наиболее мощных пластинах часто наблюдается сложная дисгармоничная складчатость. Так, например, отложения косистекской свиты (пластина 6) смяты в крупные (амплитудой 10–15 км) лежачие складки, осевые поверхности которых впоследствии были смяты в сжатые, прямые или опрокинутые к юго-западу нарушения. По-видимому, аналогичные структуры развиты в пределах пластины 3.

Восточнее Каргалинской антиформы расположены Айтпайская и Бутакская синформы и разделяющая их Карабутакская антиформа. Это вытянутые в меридиональном направлении структуры, в которых вскрыт тот же, что и только что рассмотренный, пакет пластин. Севернее Каргалинской складки, ответвляясь от нее, расположены Чанчарская и Косистекская антиформы, разделенные Тарангульской синформой. Указанные дислокации возникли в результате смятия верхних пластин косистекского покровного пакета. Некоторые из них здесь срезаны.

Говоря о структуре Косистекского участка в целом, отметим, что ее образование происходило в несколько приемов. Смятые в систему линейных, в том числе и лежачих, складок разнофациальные отложения ордовика, силура и девона в процессе шарьирования образовали указанный покровный пакет. В дальнейшем он был смят (особенно в восточной части) в серию крутых линейных складок. В условиях послойного перераспределения серпентинитов в подошве пластин возникают купола – антиформы. Основная их масса нагнеталась в центральную часть покровного пакета, где и возникли Каргалинская и Чанчарская складки, представляющие собой позднейшие генерации нарушений. Сравнивая структуру Медесского и Косистекского участков, легко убедиться, что в обоих случаях она обусловлена единым процессом послойного перераспределения серпентинитового вещества. В Косистекском районе мы наблюдаем начальные стадии этого процесса, в Медесском он шел дальше и серпентиниты в

больших объемах прорывались на верхние уровни, а их остаток приводил к формированию обширных компенсационных мульд – синформ.

Мы рассмотрели структуру отдельных участков Сакмарской зоны. Общим для всех них является наличие системы "разнофациальных" пластин, число и последовательность которых варьируют. Схема их сопоставления приведена в табл. 1.

Сакмарский офиолитовый аллохтон, включая и его ультрабазит-габбровое основание (Пейве и др., 1971), испытал сложные структурные превращения. Первоначально он, по-видимому, представлял гигантскую, в достаточной степени единую, массу, которая, однако, в процессе движения расслаивалась на серию независимых элементов. Основной срыв был приурочен к контакту ультрабазит-габброного основания и вулканогенно-осадочных серий. Обособившиеся элементы подвергались интенсивному сжатию и дроблению. За счет ультрабазит-габбрового основания возникают различающиеся по составу, строению и форме тела серпентинитового меланжа. Вулканогенные и осадочные толщи дали начало отмеченным выше пластинам. Возникла покровно-чешуйчатая структура, в пределах которой каждая восточная пластина, имевшая определенную фациальную характеристику, надвигалась на соседнюю западную. Оба процесса шли длительно. Периоды шарьяжеобразования разделялись периодами дифференцированных вертикальных движений, сопровождавшихся размывом и накоплением обломочных осадков. Время завершения первого этапа шарьирования устанавливается по налеганию верхнеэйфельских отложений (первый неоавтохтон) на разнофациальные пластины. Сформировавшийся к этому времени пакет пластин в дальнейшем был сдвоен, что доказывается залеганием силурийских отложений на верхнеэйфельских – живетских породах и трансгрессивным перекрыванием их франскими толщами (второй неоавтохтон).

Шарьяжи исказили первичное взаиморасположение отдельных структурно-формационных комплексов. Поэтому для восстановления первоначальной картины нужно снять эффект наложения горизонтальных перемещений. Реконструкция проводится путем возвращения пластин в первоначальное положение с учетом относительного направления и амплитуды смещения каждой из них. Методика таких реконструкций рассмотрена в специальных работах (Борукаев, 1970; Руженцев, Белов, 1973; Руженцев, 1976), поэтому подробно мы на ней не останавливаемся. Отметим только, что любые палинспастические построения начинаются с установления принципиального разреза системы покровных элементов по вертикали. Тщательного изучения требуют фациальная характеристика отложений, особенности и направление пространственных изменений фаций в пределах каждого покрова. Все сказанное относится к покровам, имеющим монолитное строение. В действительности часто наблюдается более сложная картина, когда, например, аллохтон расслаивается на обособленные пластины. Реконструкция проводится для каждой из них в отдельности. Совмещение полученных схем представляет наиболее трудную задачу.

В Сакмарской зоне в результате такого расслоения наметились две массы: нижняя (отложения ϵ_3–O_1a) и верхняя (отложения O_1–D_2). Реконструкция была проведена для более мощной и фациально разнообразной верхней из них, образованной эвгеосинклинальными формациями.

Раннее было показано, что на территории Сакмарской зоны пластины, образованные породами одного и того же типа, повторяются в разрезе, что объясняется их сдваиванием. Отбросив частные усложнения, мы получили вертикальный ряд пластин, который разбивается на несколько пакетов. В основе их выделения лежат следующие принципы: 1) структурная однородность каждого пакета, 2) наличие неоавтохтонных образований определенного возраста между отдельными пакетами, 3) более или менее упорядоченная повторяемость набора пластин, сложенных характерными в фациальном отношении толщами. Обычно допускается, что каждой такой пластине соответствует определенная структурно-фациальная (корневая) зона. Если известно относительное направление шарьирования, то реконструкция проводится путем выстраивания пластин одной за другой начиная с автохтона. Получаемая схема дает картину расположения

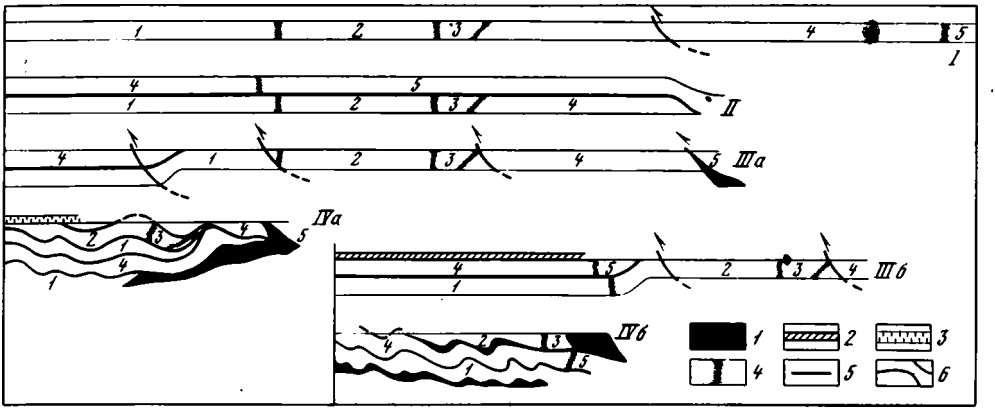


Рис. 3. Принципиальная схема развития покровной структуры Сакмарской зоны Урала

1 – гипербазитово-габбровый комплекс; *2* – неоавтохтон 1 (D_2ef_2 – gv); *3* – неоавтохтон 2 (D_3fm–C_1); *4* – границы фациальных комплексов; *5* – стратиграфические и *6* – тектонические контакты

Цифры на схеме – фациальные комплексы: *1* – курагано-сакмарский; *2* – губерлинско-сакмарский; *3* – херсонковский; *4* – сугралинский (блявинский, байтерекский); *5* – косистекский

I – первоначальное положение комплексов; *II* – первый (до D_2ef_2) этап шарьирования; *IIIа* – сдваивание покровов в Кувандык-Медногорском, *IIIб* – то же, в Чебаклинском и Медесском районах; *IVа* – современный схематический профиль Кувандык-Медногорского, *IVб* – то же, Чебаклинского и Медесского районов

основных одновозрастных формационных комплексов одного относительно другого. Однако в процессе сдваивания начальный пакет пластин может значительно усложниться, и простой его разворот приведет к заведомо неверной картине. Установление элементарного пакета, т.е. такого пакета, разворот пластин которого дает первоначальное (до сдваивания) число пластин, является важнейшей задачей любой реконструкции.

Из приведенной схемы покровов Сакмарской зоны (см. табл. 1) видно, что чередование пластин здесь сложное и расчленить аллохтон на пакеты пластин нелегко. Нами выделяются три пакета: I – включает пластину 1; II – 3, 5, 6 и 7; III – 8, 9 и 10. Пластины 2 и 4, сложенные породами кембро-ордовика, нами не рассматриваются. В качестве "стратотипического" принят пакет III. Он построен проще, характеризуется закономерным чередованием пластин в разрезе, и, что самое главное, в пределах некоторых из них четко намечается определенная тенденция изменения фаций с запада на восток. Пластина 8 сложена аргиллитами и песчаниками (O_1a–S_1l_1), постепенно переходящими вверх во фтаниты (S_1l_1 –S_2). Пластина 9 построена наиболее сложно. В ее западной части разрез следующий: аргиллиты, песчаники (O_1a – O_2), кремнистые туффиты, туфопесчаники, туфоаргиллиты, туфы (O_2–S_1l_1), фтаниты (S_1l_1–S_2). По направлению к востоку силурийская часть разреза фациально меняется: фтаниты замещаются толщей кремневых гравелитов и брекчий, полимиктовых брекчий, конгломератов. Еще восточнее среди брекчий и конгломератов появляются (преимущественно в нижней части) основные эффузивные породы. Здесь же на уровне среднеордовикско-нижнесилурийской толщи среди кислых туфогенных образований также начинают появляться основные эффузивы и гипабиссальные тела. Пластина 10 сложена основными лавами с прослоями фтанитов (S_1l_2– S_2).

Учитывая, что относительное смещение пластин происходило с востока на запад, мы считаем, что верхняя пластина в то же время являлась в данном

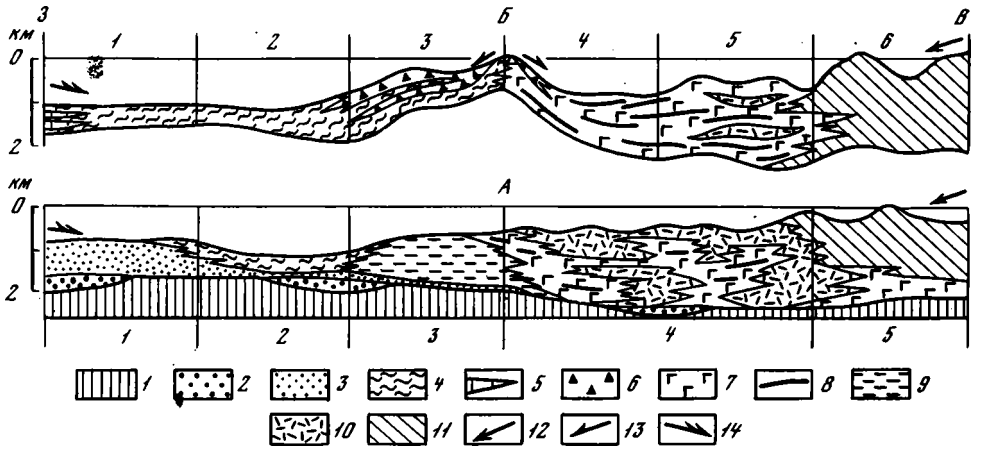


Рис. 4. Реконструированные фациальные профили Сакмарской зоны Урала

А – для стратиграфического интервала $O_2 - S_1l_1$; *Б* – для стратиграфического интервала $S_1l_1 - S_2$

1 – гипербазит-габбровый фундамент; *2* – грубозернистые, преимущественно аркозовые и кварцевые песчаники (кидрясовская и куагачская свиты ϵ_3-O_1); *3* – аргиллиты, кварцевые алевролиты, кварц-полевошпатовые мелкозернистые песчаники; *4* – фтаниты, яшмы, туфосилициты; *5* – известняки; *6* – олистостромы; *7* – спилиты, диабазы; *8* – горизонты кремней в основных лавах; *9* – туфогенные аргиллиты, туфы, тефроиды, вулканомиктовые песчаники; *10* – покровы и экструзивные купола кислых лав; *11* – то же, но в очень большом количестве присутствуют обломочные породы (в том числе и грубые, вплоть до валунных), характерны пемзовые потоки; *12–14* – направление разноса: *12* – вулканомиктового материала, *13* – кремневого обломочного материала, *14* – терригенного (сиалического) материала

Цифры у профиля *А* – фациальные типы: *1* – кураганский, *2* – новокурский, *3* – медногорский, *4* – колымбайский, алимбетский, *5* – косистекский; цифры у профиля *Б* – фациальные типы: *1* – алимбетский, *2* – сакмарский, *3* – херсонковский, *4* – байтерекский, *5* – сугралинский, *6* – косистекский

Ширина фациальных зон дается не в масштабе

пакете наиболее восточной, а нижняя – наиболее западной. В пользу этого говорит и наблюдаемое в поле изменение фаций – появление на востоке горизонтов основных лав. Разворачивая рассмотренный пакет пластин, мы получаем следующий элементарный фациальный ряд III (с запада на восток).

$O_2-S_1l_1$ (губерлинская свита): аргиллиты, туфоаргиллиты, песчаники → туфоаргиллиты, туффиты, кислые туфы → туфоаргиллиты, туффиты, кислые туфы, диабазы, спилиты.

$S_1l_1 - S_2$: фтаниты (сакмарская свита); фтаниты, кремневые гравелиты и брекчии, олистостромы, полимиктовые (с обломками основных эффузивов) брекчии, вулканомиктовые песчаники и конгломераты (херсонковская свита) → фтаниты, кремневые и полимиктовые брекчии, в основании диабазы и вариолиты (херсонковская и блявинская свита) → диабазы, спилиты, фтаниты (блявинская свита).

Пакет III на большей южной части территории зоны – единая аллохтонная масса, состоящая из однообразных силурийских кремней. Только на Чабаклинском участке он построен сложней, представляя собой комбинацию двух частных пластин 9а и 9б.

Пакет II самый сложный. Он включает весь набор фациальных типов рассматриваемых горизонтов, находящихся, однако, в весьма запутанных структурных отношениях. Пластины 3 (силурийские фтаниты) и 6 (силурийские лавы) на большей части зоны находятся в стандартном положении. Развора-

чивая эти две пластины обычным способом, мы получаем в принципе тот же фациальный ряд, что и для пакета III. Важными здесь являются два момента: 1) в пределах пластины 3 (Медесский и Косистекский участки) в крайней западной ее части силурийские фтаниты замещаются пачкой переслаивающихся фтанитов и известняков; 2) в пределах пластины 6 (Медесский участок) наблюдается фациальный переход от эффузивно-кремнистой толщи силура (на западе) к эффузивно-кремнисто-туфогенной (туфы липаритов, туфоаргиллиты, туфобрекчии и т.д.) и далее к востоку в монотонную толщу туфогенных пород преимущественно кислого состава. С учетом сказанного фациальный ряд II может быть представлен в следующем виде (с запада на восток).

$O_2-S_1l_1$ (губерлинская свита): аргиллиты, туфоаргиллиты, песчаники → туфоаргиллиты, кислые туфы, туфобрекчии, конгломераты, спилиты, диабазы, туффиты → туфоаригиллиты, кислые туфы, туффиты, тела липаритов и альбитофиров.

$S_1l_1-S_2$: фтаниты, известняки (сакмарская свита) → фтаниты (сакмарская свита) → фтаниты, кремневые и полимиктовые брекчии, отдельные покровы диабазов в основании разреза (херсонская свита) → диабазы, спилиты, фтаниты (байтерекская или сугралинская свиты) → диабазы, спилиты, фтаниты, туфобрекчии, конгломераты, липаритовые туфы, туфоаргиллиты (сугралинская свита) → туфоаргиллиты, туффиты, туфы среднего и кислого состава, яшмы, вулканомиктовые конгломераты и песчаники (косистекская свита).

Рассмотренный фациальный ряд является наиболее полным в Сакмарской зоне благодаря присутствию самых западных и восточных фаций. В остальном же он схож с рядом III. Однако если в последнем непосредственно в поле можно видеть переход от кремнистых к вулканогенным фациям, то в рассматриваемом случае такой переход строится в известной степени условно. Дело в том, что в Косистекском районе между пластинами 3 и 6 вклинена мощная толща кислых туфогенных пород косистекской свиты.

Пакет I состоит из двух пластин, построенных однотипно. В основании развиты диабазы, липариты, их туфы и кремни, условно относимые к силуру. Выше с постепенным переходом залегают кислые туфы, туффиты, кремни, песчаники, известняки (D_{1-2}). Указанные отложения в структурном отношении представляют собой наиболее нижние. Их положения в фациальном ряду силурийских отложений не вполне ясно.

Суммируя изложенное выше, отметим, что, за некоторым исключением, рассмотренные элементарные фациальные ряды построены однотипно. Это, а также материалы, указывающие на сдваивание ранее сформировавшихся пакетов пластин, подтверждают положение, что элементарные ряды более или менее полно отражают латеральную последовательность фаций до шарьяжеобразования.

Обособление аллохтонных масс в различных районах происходило по границе различных фациальных комплексов (рис. 3). Поэтому на одних участках мы видим переход от кремнистых фаций к вулканогенно-осадочным, на других – от вулканогенно-осадочных к туфовым. Это имеет принципиальное значение, так как по отдельным, часто обрывочным, данным удается восстановить фациальный профиль Сакмарской зоны в целом (рис. 4).

Говоря об амплитудах горизонтальных перемещений в девоне, обусловивших появление рассмотренной покровной структуры зоны, необходимо отметить весьма приблизительный характер их оценки. Однако даже такие подсчеты указывают на огромные размеры сближения отдельных аллохтонных масс. Действительно, ширина современной Сакмарской зоны в наиболее просто построенной северной части достигает 25 км. Ширина пластин 8 и 9 – по 25 км, а пластины 10 – 15 км. Простой разворот этих пластин даст минимально видимую амплитуду совмещения пластин – 65 км. Следует учитывать, что отмеченный пакет по крайней мере был сдвоен, т.е. первоначальная ширина деформируемой аллохтонной массы достигала минимум 130 км. В действительности число пластин больше, что еще увеличивает размеры шарьируемой массы. Если добавить сюда сокращение ширины аллохтона, обусловленное изгибом пластин, размывом их фронта, то можно будет оценить амплитуду поперечного сокращения первоначальной ширины аллохтона не менее чем в 150 км.

ФОРМАЦИИ

Предыдущие разделы уже дают представление об очень сложной серии вулканических и осадочных пород, развитых в пределах Сакмарской зоны. Породы эти разнообразны по составу и происхождению. Они слагают многочисленные характерные ассоциации, закономерно сочетающиеся на площади и в разрезе.

При изучении всей серии отложений нами использовался формационный метод. Практически это сводилось к следующему. В разрезах выделялись элементарные породные ассоциации и прослеживались их пространственные соотношения. С помощью обычных литологических и петрографических методов выяснялись условия образования пород и их ассоциаций. Затем пространственно связанные ассоциации (в соответствии с палинспастической реконструкцией) объединялись в формации. Это объединение осуществлялось таким образом, чтобы каждая формация отражала крупный этап в развитии бассейна, связанный с определенным тектоническим режимом. Таким образом, по нашим представлениям, формации – не просто литологические комплексы, но историко-геологические образования. Это определяет объем формаций. Каждая из них может включать толщи пород, разные по составу и происхождению (например, осадочные и вулканические). Когда такие толщи представляют характерные и литологически хорошо обособленные образования, занимающие в формации определенное положение, мы выделяем их как комплексы. Обычно последние соответствуют свитам, и тогда название свиты сохраняется за комплексом. Иногда сходные по составу и возрасту толщи в разных частях Сакмарской зоны были выделены как разные свиты. В этом случае комплекс определяется по той из них, которая либо стратиграфически полнее представлена, либо раньше была установлена.

В соответствии с таким подходом выделены следующие шесть формаций: 1) эффузивно-терригенная, включающая куагачский и кидрясовский комплексы; 2) терригенно-кремнисто-туфовая, состоящая из кураганского и косистекского комплексов; 3) эффузивно-кремнистая, объединяющая сугралинский (включающий блявинскую, байтерекскую и сугралинскую свиты), херсонковский и сакмарский комплексы; 4) олистостромовая, отвечающая шандинской свите; 5) туфово-эффузивная, соответствующая чанчарской свите; 6) туффито-кремнистая, охватывающая айтпайский горизонт и егендинскую свиту.

Мы видим, что верхние, девонские, формации в целом построены проще и в них не выделяются крупные, четко обособленные комплексы. Это может быть связано в одних случаях с более простым строением формации, в других – с тем, что в Сакмарской зоне в результате структурных особенностей верхние формации оказались представленными менее полно, соответствуя более ограниченной площади первичного распространения отложений. Может быть, иногда мы видим лишь часть формации, соответствующую приблизительно одному комплексу.

Характеристика формаций начинается с наиболее древних. Для каждой из них рассматриваются разрезы (фактический материал), типы пород и дается общая характеристика формации. Фактический материал приводится по участкам, с севера на юг.

ЭФФУЗИВНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

В основании эвгеосинклинального разреза развита субплатформенного типа эффузивно-терригенная (субаркозовая) формация; в ней выделяются два комплекса: кидрясовский терригенный и куагачский терригенно-эффузивный. Первый распространен в центральной части зоны, в пределах Чебаклинского и Медесского участков; отложения его приурочены к ядрам некоторых антиклинальных структур, принимая участие в строении первой тектонической пластины. Второй комплекс известен на юге, на Косистекском участке; выходы его еще более редкие; он слагает четвертую тектоническую пластину.

Чебаклинский участок. На западе участка образования кидрясовского комплекса известны у дер. Кидрясово. Мощность их составляет 140–160 м. Это толща чередования кварц-плагиоклазовых песчаников разной структуры с редкими прослоями слюдисто-кварцевых разностей. Песчаники серые и зеленые, массивные и обладающие мелкой косой слоистостью. В подошве некоторых песчаных пластов видны отчетливо выраженные гиероглифы. В отдельных слоях обильны раковины брахиопод. Среди песчаников развиты линзы и прослои гравелитов, мелкогалечных конгломератов, алевролитов и аргиллитов.

Приводимый ниже фрагмент разреза дает представление о характере стратификации отложений[1]:

	Мощность, м
1. Песчаник кварц-плагиоклазовый с глауконитом, среднезернистый, хорошо сортированный, слоистый; содержит тонкие прослои аргиллитов	0,30
2. Песчаник кварц-плагиоклазовый с отчетливо выраженной косой слоистостью	0,12
3. Породы, как в слое 1	0,15
4. Песчаник грубозернистый массивный, постепенно вверх сменяется среднезернистым слоистым	1,20
5. Песчаник кварц-плагиоклазовый среднезернистый, микрослоистый; слоистость косая, очень пологая. В верхней части пласта песчаник мелкозернистый и тонкослоистый	0,40
6. Песчаники грубо- и среднезернистые, в нижней части пласта – монолитные, в средней – обладающие мелкой косой слоистостью, связанной с появлением тонких прослоев более грубозернистого материала	0,40
7. Чередование среднезернистых песчаников с алевролитами, сильно глинистыми; толщина песчаных слоев 2–10 см, алевритовых – 2–3 см	1,00
8. Песчаники грубо- и среднезернистые со слабо выраженной косой слоистостью; грубые разности пород обогащены органогенным детритом	1,00

Восточнее кидрясовский комплекс обнажается в небольших тектонических блоках в ядре купола, расположенного в районе дер. Беркут. Здесь наблюдается чередование серых и зеленых алевролитов и песчаников мелко-, реже среднезернистых слюдисто-кварцевых и кварц-плагиоклазовых; местами чередование настолько тонкое, что породу можно определить как ритмит; встречаются карбонатизированные разности пород. Видимая мощность отложений не превышает 100 м.

На западном обрамлении Уралтау мощность комплекса достигает 450–500 м; он представлен (р. Хмелевка) зелеными и серыми аргиллитами, слюдисто-кварцевыми, кварцевыми, реже плагиоклазово-кварцевыми алевролитами

[1] Описание всех разрезов дается снизу вверх.

и песчаниками разной структуры; встречаются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Вверх по разрезу роль песчаного материала несколько возрастает.

Эти отложения непрерывной полосой прослеживаются вдоль южного обрамления Уралтау. Среди них присутствуют гравийно-галечные образования; алевролитовые и пелитовые накопления преобладают над песчаными; появляются прослои (до 0,5 м) и линзы серых и темно-серых кремнистых пород. Иногда в породах наблюдается тонкая горизонтальная слоистость. Здесь встречаются тела диабазов и серпентинизированных пород. Образования кидрясовского комплекса Уралтауского обрамления метаморфизованы, но, несмотря на это, они распознаются среди других отложений по литологическим особенностям и характеру стратификации толщ.

Медесский участок. Здесь выходы кидрясовского комплекса приурочены к ядрам двух антиклиналей: Алимбетовской и Нижнемедесской.

В верховьях р. Алимбет в нижней части разреза наблюдается чередование зеленых мелкозернистых полимиктовых и существенно кварцевых песчаников, содержащих прослои (до 0,5 м) лиловых алевролитов и аргиллитов; последних немного. Характер чередования пород не ясен из-за наличия рвущих тел диабазов. Выше залегает пачка (30 м) серовато-зеленых слюдистых алевролитов, переслаивающихся с зелеными аргиллитами, слабо алевролитистыми; встречаются тонкие прослои ритмитов, слоистость которых обусловлена главным образом присутствием темно-лиловых и сиреневых разностей пород. В верхней части комплекса начинает преобладать песчаный материал; здесь то тонко, то грубо чередуются песчаники мелко- и среднезернистые, иногда наблюдаются прослои алевролитов. Слоистость горизонтальная и мелкая косая (до 10 см), смешанная вогнуто-выпуклая ["слоистость ряби течения" Л.Н. Ботвинкиной (1965)]. Местами отмечается линзовидное залегание пород (размеры линз 0,5–0,7 х 6–10 м). Суммарная мощность отложений превышает 300 м.

Южнее кидрясовский комплекс обнажается в верховьях оврага Акбулаксай. Здесь выходят буроватые массивные грубо- и среднезернистые кварцевые песчаники, содержащие брахиопод; местами наблюдается горизонтальная слоистость; вверху разреза среди песчаников появляются прослои алевритов и аргиллитов.

В ряде случаев нижняя поверхность песчаников покрыта большим количеством тонких (2–5 мм) валикообразных биоглифов.

Для толщи в целом характерна грубая и неравномерная стратификация: среди мощных песчаников присутствуют мелконаслоенные аргиллиты и алевролиты. В нижних слоях некоторых песчаных пластов присутствует гравий.

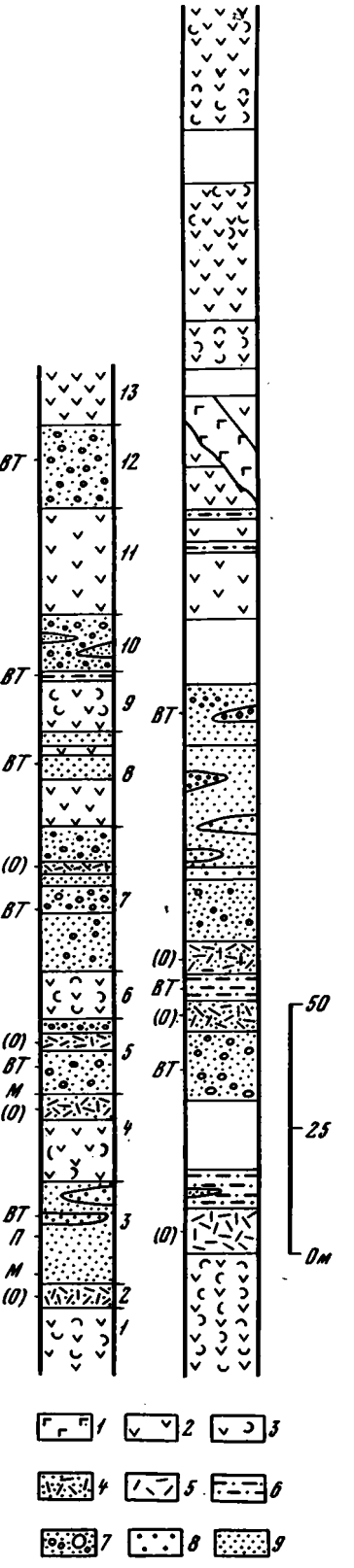
Восточнее кидрясовский комплекс приурочен к ядру Нижнемедесской антиклинали и представлен плагиоклазово-кварцевыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами. На правобережье нижнего течения р. Колымбай в комплексе присутствуют кварцевые и плагиоклазово-кварцевые песчаники разной структуры, среди которых развиты линзы (до 20–40 см) гравелитов; иногда в песчаниках наблюдается тонкая косая слоистость; вверх по разрезу гравелитов становится меньше и появляются глауконитовые песчаники. Мощность комплекса около 150 м.

В восточном направлении в мощной толще аркозовых песчаников развиты пласты и линзы конгломератов. Конгломераты ложатся на грубозернистый песчаник без резкого и отчетливого контакта: сначала в песчанике появляются редкие мелкие гальки, потом количество их резко возрастает. Выше конгломерат сменяется гравийным песчаником, который, в свою очередь, переходит в мелкозернистый, в последнем местами заметны ходы червей; здесь же развиты мелкие бугорки и неясно выраженные знаки ряби субмеридионального направления; высота их более 5 мм, расстояние между ними равно 7 см. Обычно песчаники содержат большое количество гальки зеленых алевролитов.

Рис. 5. Разрезы куагачского комплекса по р. Шанды

1 – диориты; *2* – базальты; *3* – гиалокластиты; *4* – туфы грубо-среднеобломочные; *5* – туфы мелкообломочные; *6* – туффиты крупно-мелкозернистые; *7* – конгломераты; *8* – гравелиты и песчаники крупнозернистые; *9* – песчаники мелкозернистые

Буквы слева – породы: *М* – мезомиктовые, *П* – полимиктовые, *ВТ* – вулканотерригенные; *(О)* – базальтовый состав туфов. Цифры справа – номера слоев в разрезах, описываемых в работе



Косистекский участок. На этом участке развиты отложения куагачского комплекса; они принимают участие в строении периклинали и восточного крыла Карагалинской антиклинали и представлены основными эффузивами, известняками, кремнистыми породами и песчаниками.

На левобережье р.Жаксы-Каргала, против устья р. Косистек, видимая мощность комплекса 100–150 м. В основании его залегают базальты (до 60 м), сильно разрушенные, местами гематизированные; в них заключены линзы (до 1,5 м) светло-серых брекчий липаритового состава, глыбы темно-розового обломочного известняка, а в верхней части – линзы (до 3 м) бледно-зеленых мелко- и среднеплитчатых кремней. Перекрываются базальты песчаниками (10–15 м), зелеными и лиловыми, мелко-среднезернистыми, плагиоклазово-кварцевыми, обладающими тонкой горизонтальной слоистостью. Венчается разрез пачкой (до 10 м) чередования мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

На правобережье руч. Карабутак, ниже устья руч. Шоршалысай, куагачский комплекс образует небольшую антиклиналь, на северо-восточном крыле ее обнажаются песчаники (до 20 м), зеленовато-серые, кварцево-плагиоклазовые, средне- и мелкозернистые, местами в них видна пологая однонаправленная косая слоистость; выше по разрезу среди песчаников появляются прослои (10–15 см) гравелитов с многочисленными отпечатками брахиопод. Песчаники сменяются толеитовыми базальтами, часто миндалекаменными, которым подчинены андезиты. В лавах заключены прослои и линзы красных и голубовато-зеленых кремней, а также линзы розовых пелитоморфных и органогенно-детритовых известняков. Разрез юго-западного крыла антиклинали несколько иной: здесь очень мало основных лав и больше кремнистых пород. Суммарная мощность отложений превышает 200 м.

Образования куагачской свиты недавно установлены и на крайнем юге Косистекского участка (Кориневский, 1975), на правобережье р. Шанды. Здесь обнажаются (рис. 5):

	Мощность, м
1. Толеитовые базальты, миндалекаменные, перекрываемые нестратифицированными гиалокластитами	15,0
2. Базальтовые туфы	5,0
3. Мезо- и полимиктовые песчаники и алевролиты (преобладают) зеленые массивные, реже тонко- и горизонтальнослоистые; присутствуют линзы пуддинговых вулканотерригенных гравелитов. В мезомиктовых песчаниках встречаются беззамковые брахиоподы	21,0
4. Породы, как в слоях 1 и 2	17,0
5. Чередование алевролитов слюдисто-кварцевых и полимиктовых песчаников, содержащих линзы (2–3 м) вулканотерригенных гравелитов и конгломератов, вулканотерригенных туффитов; в верхней части пачки развит прослой (3 м) базальтового туфа	15,0
6. Стратифицированные гиалокластиты; кверху они сменяются переработанными гиалокластическими осадками с тонкой косой слоистостью; в основании косых слойков развиты туффитовые прослои (ортотуффиты мелкопесчаной и алевритовой размерности)	9,0
7. Переслаивание вулканотерригенных песчаников разной структуры, гравелитов и пуддинговых конгломератов; среди песчаников отмечен прослой (2 м) базальтового туфа	30,0
8. Чередование желтовато-зеленых гиалобазальтов и вулканотерригенных песчаников разной структуры, массивных и косослоистых; в основании песчаных прослоев развиты гравелиты	19,0
9. Стратифицированные гиалокластиты, перекрыты вулканотерригенными туффитами гравийно-песчаной размерности (1,5 м)	12,0
10. Вулканотерригенный валунный конгломерат с линзами (до 1,5 м) гравийно-песчаного материала	13,0
11. Гиалобазальт кирпично-красный сильно пузыристый	21,0
12. Грубое чередование песчаников, гравелитов и конгломератов вулканотерригенных; характерна линзовидность строения пачки	17,0
13. Гиалобазальты – внизу кирпично-красные, вверху – зеленые	13,0
Общая мощность разреза	свыше 200

Восточнее наблюдается увеличение мощности конгломератовых и гравелитовых слоев, иногда в них развита крупная (0,5–0,75 м) косая однонаправленная слоистость. В целом же характер разреза не меняется.

ТИПЫ ПОРОД

Породы, слагающие терригенно-эффузивную формацию, разнообразны. Для кидрясовского комплекса характерны терригенные, преимущественно обломочные, в меньшей степени глинистые накопления, в куагачском, кроме того, развиты основные вулканиты, гиалокластиты, туфы, туффиты, вулканотерригенные образования, силициты и известняки.

ЭФФУЗИВНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Вулканические породы представлены преимущественно эффузивными породами базальтового состава с подчиненным количеством андезитов и субвулканических диабазов и диоритов. Породы базальтовой группы составляют примерно 75%, а андезитовой – 25%, т.е. набор пород указывает на довольно слабую дифференциацию магматического расплава.

Группа базальта. Она объединяет эффузивные и субвулканические образования, среди которых различаются базальты, долериты, диабазы. Встречаются как плотные, так и миндалекаменные разности с афировым и порфировым строением.

Главными породообразующими минералами являются лабрадор, альбит, моноклинные пироксены, оливин. Лабрадор обычно свежий, но иногда частично или полностью альбитизирован, при этом, кроме альбита, нередко образуются вторичные хлориты, кальцит, цеолит, ортоклаз. Темноцветные минералы, как правило, полностью преобразованы в хлорит или иддингсит-боулингитовый агрегат. Моноклинные пироксены или их реликты изредка встречаются в эффузивных разностях, чаще – в субвулканических.

Базальты представлены главным образом порфировыми, реже – афировыми разностями. Порфировыми вкрапленниками обычно являются таблитчатые или удлиненные кристаллы неизмененного или частично альбитизированного лабрадора, часто образующие гломеропорфировые сростки, в которых различаются, кроме кристаллов лабрадора, и псевдоморфозы по оливину или авгиту. Афировые базальты, так же как и основная мелкокристаллическая масса порфировых базальтов, состоят из измененного основного вулканического стекла, в котором заключены микролиты плагиоклаза и моноклинных пироксенов. Последние, как правило, частично или полностью хлоритизированы и нередко густо прокрашены гидроокислами железа. По стеклу формируются вторичные хлориты, монтмориллонит, палагонит, кальцит, гидроокислы железа, анальцим. В миндалекаменных разностях поры и миндалины выполнены обычно теми же минералами, которые образуются в результате раскристаллизации вулканического стекла основной массы, но, кроме того, нередко центральные участки миндалин бывают заполнены кварцем или халцедоном, иногда альбитом.

Структура основной массы порфировых базальтов и афировых их разностей обычно бывает интерсертальная или толеитовая.

Акцессорные минералы представлены магнетитом и сфеном.

Спилиты сходны с базальтами по минеральному составу и структуре, отличаясь только составом плагиоклаза, представленного альбитом.

Андезито-базальты – почти полнокристаллические лейкократовые породы (SiO_2 – 55,15%), состоящие из крупных лейст плагиоклаза, единичных кристаллов ортоклаза и небольшого количества раскристаллизованного вулканического стекла, по которому сформировались вторичные хлориты, кальцит, кварц и гидроокислы железа. Необходимо особо подчеркнуть, что были встречены отдельные небольшие зоны в этих породах, где плагиоклазы почти полностью вторично калишпатизированы, при этом содержание K_2O поднималось до 9,15%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, лейкоксеном, игольчатым апатитом. Структура породы интерсертальная или отчетливо трахитовая.

Диабазы и долериты, являющиеся субвулканическими аналогами базальтов, были встречены в виде небольших редких выходов. Они различаются только микроструктурой: диабазам свойственна офитовая, долеритам – пойкилоофитовая. Это полнокристаллические породы, состоящие из лабрадора, моноклинного пироксена (диопсид) и иногда оливина, от которого сохраняются только хлорит-иддингситовые или боулингитовые псевдоморфозы. Небольшие промежутки между кристаллами были заполнены, по-видимому, основным вулканическим стеклом, которое раскристаллизовалось в ряд вторичных минералов: хлорит, монтмориллонит, натролит. В большом количестве присутствует магнетит.

Породам группы базальта свойственна очень неравномерная измененность. Встречаются базальты и долериты, сохранившие первоначальный магматический состав породообразующих минералов, лишь вулканическое стекло основной массы затронуто вторичными преобразованиями. Но здесь же присутствуют породы, частично и полностью утратившие первоначальный состав. Можно проследить непрерывный ряд от неизменных толеитовых базальтов до спилитов.

Группа андезита. Здесь присутствуют андезиты, трахиандезиты и диориты.

Главными породообразующими минералами являются плагиоклазы (лабрадор, андезин, альбит), моноклинный пироксен (диопсид), ортоклаз, биотит, обыкновенная роговая обманка.

Андезиты представлены порфировыми разностями; в мелкокристаллической основной массе редко рассеяны вкрапленники плагиоклаза и темноцветных минералов. Основная масса сложена микролитами лабрадора, андезина или альбита, многочисленными мелкими зернами рудного минерала, хлоритом, гидроокислами железа. Вкрапленники представлены удлиненными крупными лейстами плагиоклаза, который обычно замещен альбитом или кальцитом, хлоритом и кварцем. Возможно, были единичные вкрапленники диопсида, но они полностью замещены хлоритом, гидроокислами железа и кальцитом. Структура основной массы микролитовая, микропойкилитовая.

Трахиандезиты – плотные породы, состоящие из мелкокристаллической основной массы и редких небольших вкрапленников. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза андезин-лабрадорового состава, чешуйками биотита, которые заключены в ксеноморфной массе ортоклаза и хлорита. Вкрапленники представлены полностью вторично измененными хлоритизированными и окварцованными псевдоморфозами по плагиоклазу и, возможно, по каким-то темноцветным минералам. Структура основной массы пилотакситовая, участками трахитовая, при этом содержание K_2O поднимается иногда до 10,05%.

Диориты – полнокристаллический субвулканический аналог андезитов. Среди них различаются роговообманковые и биотит-роговообманковые разности. Они состоят из крупных кристаллов плагиоклаза, ортоклаза, обыкновенной роговой обманки, биотита, диопсида. Плагиоклазы альбитизированы, пелитизированы и хлоритизированы. Ортоклазы обычно наблюдаются в тесном срастании с плагиоклазом. Диопсид почти полностью кальцитизирован и частично пропитан гидроокислами железа. Роговые обманки и биотит хлоритизированы с периферии и по трещинкам спайности. В редких интерстициях развиты хлорит и кварц. Иногда встречаются разности с порфировидным строением. В них сохраняется плагиоклаз лабрадор-андезитового состава во вкрапленниках и в мелкокристаллической основной массе. Структура гипидиоморфнозернистая. Акцессорные минералы представлены крупными кристаллами ильменита, апатитом, сфеном.

Особенности химического состава описанных вулканитов свидетельствуют о слабой степени дифференцированности (по кремнекислотности) и о непрерывном типе дифференциации. Среди них развиты пикритовые базальты, андезито-базальты и андезиты. Преобладают породы базальтовой группы, для которой характерна повышенная железистость и высокая степень окисленности железа. По суммарному содержанию щелочей их можно отнести к породам повышенной щелочности, с преобладанием селективно натровых разностей (щелочная оливин-базальтовая серия). Кроме того, среди изученных вулканитов встречается достаточно большое количество (36%) селективно калиевых пород различной кремнекислотности типа трахитов, в которых содержание K_2O достигает 11,4%. Еще одной интересной особенностью их химизма является высокое содержание титана.

Таким образом, химический состав тремадокских вулканитов свидетельствует об их сходстве с вулканическими породами платформенных областей, особенно с формацией континентальных рифтов. Эта формация, характеризующаяся высоким содержанием титана, также представлена породами оливин-базальтовой серии, в которой, помимо базальтов и трахитов различной кремнекислотности, развиты эффузивные породы щелочного ряда (El-Hinnavi, 1964).

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Эти образования представлены гиалокластитами и базальтовыми лапиллиевыми туфами. Гиалокластиты разнообразны по структурно-текстурным признакам, что позволяет выделить среди них три типа, придерживаясь в основном классификации С.К. Сильвестри (Silvestri, 1963).

Рис. 6. Характер слоистости стратифицированных гиалокластитов
Пришлифовка; увел. 0,5

Нестратифицированные гиалокластиты сложены угловатыми фрагментами кирпично-красных базальтов, сильно насыщенных рудной пылью. Выделяются две разновидности: одна образована пузыристыми стекловатыми фрагментами с редкими микролитами плагиоклазов; во второй, кроме того, встречаются обломки слабо пузыристых базальтов с гиалопилитовой структурой. Размер их варьирует от долей миллиметра до 1–3 см. Сортировка материала отсутствует. Около многих крупных гиалокластов наблюдается скопление мелких. В одних случаях фрагменты погружены в обильную криптозернистую пеплисто-кремнистую массу, в которой встречаются полости разнообразной формы, выполненные тонко-мелкозернистым кварцевым агрегатом с рассеянными альбитом или цеолитом. В других случаях связующая масса представлена тонко фрагментированным стеклом – хлоритизированным, местами эпидотизированным. Этот тип гиалокластитов либо ассоциирует с лавами, залегая над потоками, либо образует самостоятельные накопления мощностью 5–15 м. Стратифицированные гиалокластиты состоят из двух компонентов: фрагментов сильножелезистых пузыристых базальтов и хлоритизированных стекол; первые определяют облик средне-, крупно- и грубообломочных разностей, вторые – тонко-мелкообломочных, а в мелко-среднеобломочных их содержания примерно соизмеримы.

Материал не окатан. Хотя сортировка его слабая, наблюдается разделение более крупных и более мелких фракций. Характерно неравномерное и в целом довольно тонкое чередование пород разной гранулометрии (рис. 6). Мощность слоев от 0,1 до 2 см, причем, чем грубее материал, тем больше толщина слоя. В некоторых из них наблюдается как градационное, так и маятниковое строение. Границы между отдельными гранулометрическими разностями довольно резкие, что обусловливает ярко выраженную горизонтальную текстуру, иногда осложненную мелкой прерывистой однонаправленной косой слойчатостью.

Стратифицированные гиалокластиты образуют пласты и линзы небольшой мощности, обычно не превышающей 10 м. Ассоциируют они с песчаниками, гравелитами и конгломератами. Структурно-текстурные особенности гиалокластитов указывают на то, что их формирование обусловлено гравитацией; очевидно, от места образования гиалокластика переносилась главным образом поверхностными течениями, о чем может свидетельствовать полное отсутствие обработки материала. Совместное нахождение с нестратифицированными гиалокластитами позволяет предположить небольшой разнос гиалокластики от ее источников.

Гиалокластогенные алевролиты и песчаники[1] (мелко-, реже среднеобломочные) состоят из тех же двух компонентов, что и рассмотренные выше породы.

[1]Этот тип гиалокластических образований С.К. Сильвестри называет переработанными гиалокластитами.

Иногда наблюдается примесь кварца и мусковита. Материал средне и хорошо окатан и хорошо сортирован. Слои разной гранулометрии связаны в разрезе постепенным переходом, вследствие чего стратификация здесь менее четкая, чем в предыдущем типе отложений. В массивных пластах, наиболее характерных для гиалокластогенных пород, наблюдается очень постепенная прямая сортировка материала; разделены такие пласты слоистыми пачками. Слоистость очень тонкая горизонтальная и слабоволнистая, часто прерывистая; иногда встречается мелкая косоволнистая (слоистость ряби течений). Рассматриваемые отложения ассоциируют с песчано-гравийными накоплениями, в которых нередко присутствуют гиалокластические фрагменты.

Всем рассмотренным гиалокластическим образованиям свойственна смесь двух разновидностей стекла: кирпично-красного, сильно насыщенного рудной пылью, и зеленого - хлоритизированного; различный характер преобразований свидетельствует о принадлежности стекол к разным типам: тахилитовому и сидерамелановому. Совместное их нахождение отмечалось неоднократно (Heiken,1974; Иванов, Чурилин, 1975; и др.).

Образование гиалокластики обусловлено главным образом характером эрупций, связанных с сильно газонасыщенной магмой. При подъеме магмы происходит расширение газов, приводящее к формированию пены, теряющей сцепление при достижении ее поверхности (Heiken, 1974). При таком механизме образования гиалокластики форма ее фрагментов в значительной мере определяется формой пузырьков, что ярко отражено в первых двух типах рассмотренных гиалокластитов.

Базальтовые туфы сложены лапиллями сильножелезистых гиалобазальтов, имеющими причудливые очертания. Размер их от 0,1 до 3-5 мм, чаще 2-3 мм, но встречаются и величиной в 1,5-2 см. Связующая масса обильная (до 30%) и в разных образцах представлена различным материалом. В одних - это хлоритизированная гиалокластика мелкопесчаной и алевритовой размерности. В других - в ней присутствует примесь обломочного кварца и слюды (> 10%), так что связующую массу можно определить как ортотуффитовую. В третьих - цемент пеплисто-кремнистый с примесью тонкой гиалокластики, которая распределена неравномерно. Иногда связующая масса карбонатизирована. Мощность туфовых прослоев варьирует от 2 до 6-8 м. Иногда они ассоциируют с потоками базальтов, чаще же развиты среди песчано-галечных отложений.

Форма породообразующих базальтовых обломков указывает на то, что они поступили в осадок в пластичном состоянии; их нахождение можно связать с разбрызгиванием лавы фонтанирующими выбросами, которые часто сопровождают излияния основных лав.

ПИРОКЛАСТО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ (ТУФФИТЫ)

Туффитов в формации немного и представлены они как орто-, так и паратуффитами.

Первые тесно связаны с переработанными гиалокластитами, образуя в них маломощные прослои (< 1 м) и тонкие линзы. Сложены они преимущественно перемытой гиалокластикой с небольшой примесью (не более 20%) терригенного материала - кварца и мусковита; обладают алевритовыми и мелкопесчаными структурами.

Вторые (паратуффиты) исходя из характера осадочной составляющей можно определить как вулканотерригенные (рис. 7). Они сложены в основном обломками кислых пород, афировых и порфировых (фенокристы кварца, реже плагиоклаза), обладающих различными структурами (микропойкилитовая, фельзитовая, сферолитовая) и текстурами (массивная, полосчатая, флюидальная); встречаются обломки перлитов и игнимбритов; фрагменты основных эффузивов редки; в некоторых туффитах много угловато-окатанных зерен плагиоклазов, попадаются обломки силицитов. Материал средне и хорошо обработан. Характерны

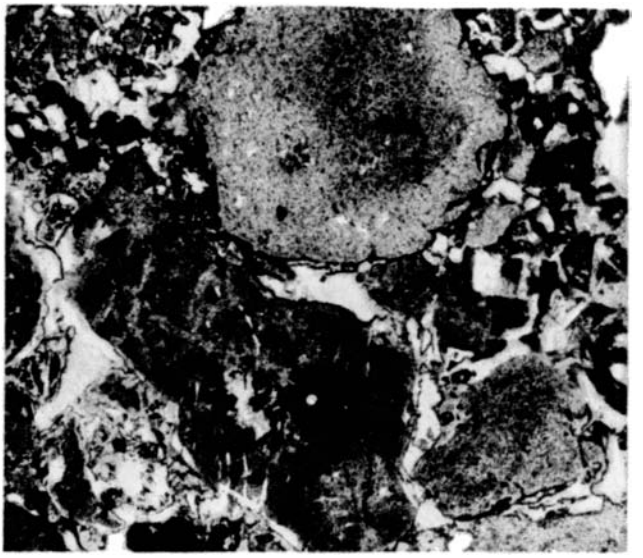


Рис. 7. Вулканотерригенный туффит (обломки кислых эффузивов окружены мелкой гиалокластикой)
Шлиф; увел. 20; ник. 1

окатанные и угловато-окатанные обломки. Сортировка, как правило, отсутствует; размеры фрагментов варьируют от 0,1 до 2 мм; встречаются хорошо окатанные гальки, реже валуны кислых пород. Вулканокластическая составляющая представлена гиалокластикой; количество ее в разных образцах различно (от 10 до 30%). Цемента немного, он преимущественно кварцевый и хлорит-кварцевый.

Прослои и линзы таких туффитов небольшие (2-3 м), обычно они залегают на гиалокластитах.

ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Они определяют облик кидрясовского комплекса. Преобладают песчаники разной структуры; им подчинены конгломераты, гравелиты и аргиллиты. Выделяются плагиоклазовые аркозы, существенно кварцевые и полимиктовые (вулканотерригенные) породы.

Плагиоклазовые аркозы - один из основных типов пород формации. Они состоят из кварца и кислого плагиоклаза, обычно с преобладанием первого (рис. 8), хотя наблюдаются и обратные взаимоотношения. Встречаются слюды: мусковит и в разной степени измененный биотит; как правило, слюды очень мало, но в отдельных образцах она обильна, и в этом случае обилен кварц, так что породы можно определить как слюдисто-кварцевые. Спорадически и в небольшом количестве встречаются калишпаты, обломки осадочных (аргиллиты, силициты) и эффузивных пород, кварцитов и серицитовых сланцев. Иногда наблюдается обогащение породы глауконитом и фосфатным раковинным детритом. Ассоциацию акцессорных минералов можно определить как эпидотовую или циркон-эпидотовую[1].

Окатанность материала разная. Наиболее характерны угловато-окатанные обломки; реже встречаются плохо и хорошо окатанные (зерна кварца). Мате-

[1] Подробно состав тяжелых фракций обломочных пород формаций Сакмарской зоны освещен в статье И.В. Хворовой, Н.В. Ренгартен, Т.А. Вознесенской (1975).

Рис. 8. Плагиоклазовая аркоза
Шлиф; увел. 72; ник. 1

Рис. 9. Ходы червей на поверхности песчаных пластов
Нат. вел.

риал сортирован плохо, реже – средне. Так, в средне-крупнозернистых песчаниках размер фрагментов колеблется от 0,1 до 0,7 мм, встречаются отдельные гравийные зерна и алеврит. Цемент, как правило, скудный – пленочный и выполнения пор, по составу – железисто-хлоритовый, слюдистый, изредка – карбонатный (более обильный).

Текстуры пород разнообразны. Отмечаются мелкая, средняя и крупная косая и косоволнистая слоистость, а также горизонтальная разного масштаба; присутствуют крупные и мелкие знаки ряби, обычно слабо асимметричные, и ходы червей (рис. 9).

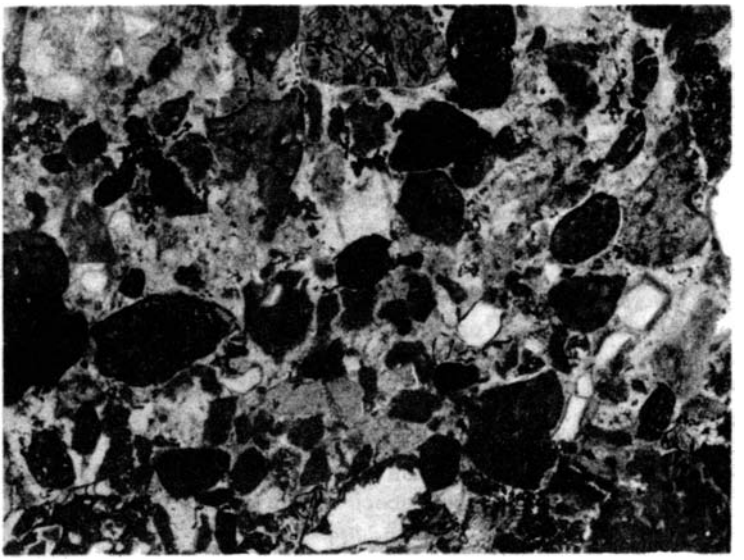


Рис. 10. Вулканотерригенный песчаник
Шлиф.; увел. 20; ник. 1

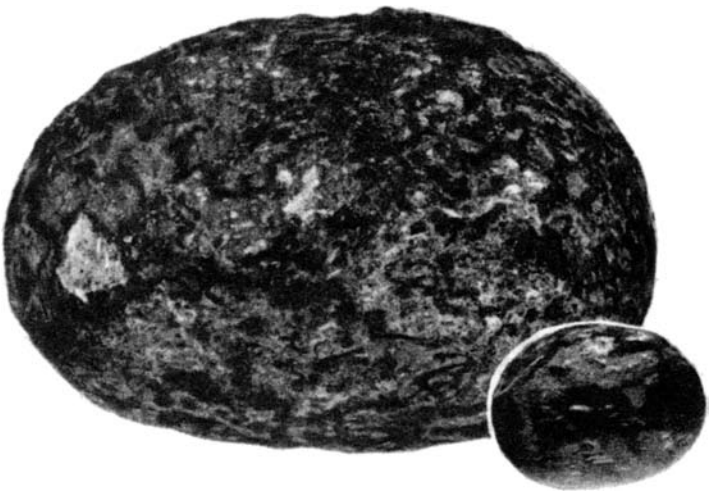


Рис. 11. Галька из вулканотерригенных конгломератов
Нат. вел.

Кварцевые песчаники и гравелиты состоят на 90% из зерен кварца, единичны плагиоклазы, кислые и основные вулканиты, силициты, иногда встречаются глауконит и фосфатный органогенный детрит. Так как кварцевые песчаники обычно обладают средне-крупнозернистыми структурами, они обеднены акцессориями; тяжелая фракция небольшая: встречаются эпидот и рудные минералы; в мелко-среднезернистых породах она более разнообразна. Породы, как правило, бесцементны. Вокруг кварцевых зерен развиты регенерационные каймы, характерны конформные структуры.

Полимиктовые породы представлены вулканотерригенными песчаниками (рис. 10), гравелитами, конгломератами, состоящими преимущественно из обломков кислых вулканических пород; последние почти целиком слагают крупную

фракцию (гравий – валуны). В мелкой фракции наблюдается примесь материала, слагающего рассмотренные выше песчаники ("сиалические"), а также окатанной и хлоритизированной гиалокластики. Чем мельче материал, тем больше примеси. Окатанность обломков средняя и хорошая; обращает на себя внимание идеальная окатанность гальки и валунов (рис. 11). Сортировка слабая или отсутствует.

В средне-крупнозернистых песчаниках встречаются гравий и галька, а в мелкозернистых – более крупный песок. Чем грубее материал, тем хуже он сортирован и лучше окатан.

Для песчано-галечных накоплений характерны линзовидное скопление грубого материала, следы размывов и крупная косая слоистость; обычно она слабо вогнутая, реже прямолинейная однонаправленная.

Материал вулканотерригенных накоплений происходит из двух источников – сиалической и вулканической суши, причем вторая располагалась гораздо ближе, чем первая, и была сильно расчленена. Очень хорошая обработка и плохая сортировка гравийно-галечного материала кислых вулканитов свидетельствует о транспортировке его в морской водоем быстрыми горными реками. Вулканотерригенные накопления скорее всего представляли собой осадки морских отмелей или низких песчаных островов, периодически заливаемых водой, о чем можно судить по характеру слоистости и ассоциации с алевропелитовыми осадками, несущими на себе следы слоистости ряби течений.

Аргиллиты зеленые с плитчатой отдельностью, чистые, но чаще алевритистые. Рентгеноструктурное изучение фракции < 0,001 мм выявило удивительное ее однообразие. Она сложена диоктаэдрической железистой гидрослюдой и смешаннослойными хлорит-монтмориллонитовыми образованиями. Алевритовая примесь представлена кварцем, плагиоклазами, хлоритизированными фрагментами. В алевритистых аргиллитах наблюдаются небольшие стяжения (до 2 мм) тонкозернистого карбоната с оторочкой из гидроокислов железа.

КРЕМНИСТЫЕ И КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Силициты – серые, зеленые, красные разнообразных оттенков, крипто-тонкозернистые. В некоторых слоях встречаются радиолярии, иногда их очень много (радиоляриты); реже попадаются спикулы губок. Обычно породы массивные, иногда – горизонтальнослоистые, что обусловлено присутствием слойков, обогащенных хлоритом и рудными минералами (магнетит, гематит, изредка пикотит). Силициты характерны для куагачского комплекса, где образуют пачки мощностью от первых метров до первых десятков метров.

Известняки представлены двумя типами: 1) розовыми, импрегнированными окислами железа, неравномерно раскристаллизованными, органогенно-детритовыми известняками, местами с большим количеством трилобитов; попадаются брахиоподы; 2) серыми тонкокристаллическими известняками с рассеянными мелкими зернами кварца и хлоритизированных фрагментов; встречаются редкие остатки трилобитов и брахиопод. Известняки первого типа образуют крупные линзы, преимущественно среди базальтов, второго – слагают мелкие конкреции в известковистых алевролитах и аргиллитах.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ

Составить представление о строении эффузивно-терригенной формации можно лишь в самых общих чертах, так как выходы ее фрагментарны и занимают небольшие площади. Это обстоятельство обусловлено тектоническими причинами и физико-географической обстановкой осадконакопления. Формация состоит из двух комплексов: кидрясовского терригенного, развитого в центральной части зоны, и куагачского терригенно-эффузивного, распространенного южнее.

Кидрясовский комплекс на Чебаклинском участке испытывает характерные латеральные изменения; они касаются как структурно-текстурных особенностей отложений, так и вещественного состава. На западе (дер. Кидрясово) и на востоке (р. Хмелевка) в разрезах присутствуют гравийно-галечные накопления и наблюдается много косослоистых пород; в центральной части участка (дер. Беркут) отложения представлены алевролитами и преимущественно мелкозернистыми песчаниками, обладающими тонкой горизонтальной слоистостью. На этой же площади наблюдаются и изменения состава обломочного материала.

На западе преобладают плагиоклазовые аркозы, на востоке – слюдисто-кварцевые и полимиктовые породы, а в центральной части встречаются и те и другие; кроме того, здесь в алевролитах и алевропелитах присутствует седиментационный и диагенетический (конкреции) карбонат кальция.

Такое пространственное изменение структурно-текстурных признаков и вещественного состава указывает на двусторонний снос обломочного материала (с запада и востока) и на петрографические особенности питающих провинций. Южнее, в пределах Медесского участка, в строении комплекса сколько-нибудь закономерных изменений не улавливается.

На юге кидрясовский комплекс сменяется куагачским; отличительной чертой его является присутствие базальтов с подчиненным количеством андезитов; встречаются субвулканические образования (диабазы, диориты). Эффузивы чередуются с вулканическими обломочными и осадочными породами. В северной части Косистекского участка (реки Косистек, Карабутак) они представлены мезомиктовыми песчаниками, силицитами и известняками. Единственная линза небольшой мощности (до 1,5 м) брекчированной кислой породы (липарит) обнаружена среди базальтов на левобережье р. Жаксы-Каргала, против устья р. Косистек.

Южнее (р. Шанды) резко снижается количество мезомиктовых пород, представленных мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, нет силицитов и известняков, но появляются гиалокластиты, шлаковые туфы и вулканотерригенные песчано-галечные накопления.

В стратиграфической последовательности отложений Сакмарского аллохтона эффузивно-терригенная формация является самой древней, обычно контакты ее с более молодыми толщами тектонические.

ТЕРРИГЕННО-КРЕМНИСТО-ТУФОВАЯ ФОРМАЦИЯ

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Терригенно-кремнисто-туфовая формация распространена в пределах всей Сакмарской зоны, испытывая закономерные латеральные изменения. В ней выделяется два комплекса: кураганский аргиллитовый и косистекский кремнисто-туфовый.

Абишевский участок. Здесь установлены лишь отложения кураганского комплекса, которые приурочены к верхней тектонической пластине и связаны постепенным переходом с сакмарским фтанитовым комплексом. На западе (рис. 12) они представлены толщей, состоящей из двух пачек (рис. 13, вкл., разрез 1): нижней песчано-гравийной, сложенной аркозовыми и слюдисто-кварцевыми песчаниками разной зернистости и гравелитами, и верхней аргиллито-алевритовой – красноцветной с прослоями зеленых разностей; выше залегают фтаниты, содержащие граптолиты среднего лландовери.

На востоке участка строение комплекса иное: это толща преимущественно красноцветных аргиллитов с прослоями мезомиктовых песчаников разной структуры. Приводится разрез, составленный по руч. Арба (приток р. Сакмара),

через западное крыло опрокинутый на запад антиклинали (см. рис. 13, разрез 2).

	Мощность, м
1. Аргиллиты зеленые и красные в разной степени алевритистые	125,0
2. Аргиллиты красные с пластами (0,5–1 м) голубовато-серых сливных аркозовых песчаников	5,0
3. Песчаники, как в слое 2; грубые гравийные разности вверх по разрезу сменяются мелкозернистыми, на которые с резкой границей ложатся грубые (градационная слоистость). Толщина пластов – 0,25 м	6,0
4. Переслаивание красных алевритистых аргиллитов (3–6 м) с грубо- и мелкозернистыми аркозовыми песчаниками (2–4 м)	16,0
5. Аргиллиты красные с прослоями (10–15 см) мелкозернистых аркозовых песчаников	8,0
6. Аргиллиты желтовато-зеленые и красные с тонкими (до 3 см) и мощными (1–1,5 м) прослоями аркозовых алевролитов и песчаников; в мощных прослоях песчаники от грубо- до мелкозернистых с прямым градационным распределением материала	25,0
7. Аргиллиты и алевролиты красные и желтовато-зеленые с прослоями красных средне- и мелкозернистых песчаников	47,0
8. Кремни тонко- и средненапластованные темно-серые и черные	7,0
9. Аргиллиты красные	11,0
10. Фтаниты с фосфатными линзами и конкрециями. Во фтанитах – граптолиты среднего лландовери.	
Суммарная мощность отложений	около 250

Кувандык-Медногорский участок. На этом участке развиты отложения и кураганского комплекса, и косистекского.

Кураганский комплекс участвует в строении двух тектонических пластин (см. табл. 3, с. 60): в нижней он согласно, с быстрым, но постепенным переходом перекрывается фтанитами сакмарского комплекса, содержащими в нижней части граптолиты среднего – верхнего лландовери. Во второй (верхней) пластине кураганские породы связаны постепенным переходом с косистекскими образованиями, подстилая последние. Таким образом, верхняя возрастная граница кураганского и нижняя косистекского комплексов – скользящие.

Отложения второй пластины литологически сходны с таковыми Абишевского участка. Они приурочены к Чураевской антиклинальной зоне и обнажаются восточнее и юго-восточнее дер. Юмагузино-2 (см. рис. 13, разрез 9, нижняя часть). Мощность отложений здесь более 450 м. Над ними залегает аргиллито-туффитовая толща с пластами спилитов, вариолитов и с многочисленными силлами диабазов. Эта переходная толща венчается косистекскими отложениями.

В южном направлении (восточное крыло Блявинской мульды) несколько меняется характер строения комплекса (см. рис. 13, разрез 8); он состоит здесь из двух толщ: нижней, сложенной зелеными аргиллитами и алевролитами, обогащенными в низах разреза песчаными прослоями, и верхней темно-вишневой алевролитово-аргиллитовой, содержащей слои более кремнистых разностей. В обеих толщах в небольшом количестве присутствуют тонкозернистые туффиты, часто кремнистые, и тела диабазов с шаровой отдельностью. Из-за развитой здесь мелкой изоклинальной складчатости истинную мощность установить трудно, видимо, она превышает 450–500 м.

На юге и западе Кувандык-Медногорского участка развиты отложения первой тектонической пластины, представленные кураганскими образованиями, литологически отличающимися от рассмотренных выше. Эти образования выделены в особую новокурскую толщу (Руженцев, 1976), сводный разрез ее (см. рис. 13, разрез 4) составлен через западное и опрокинутое восточное

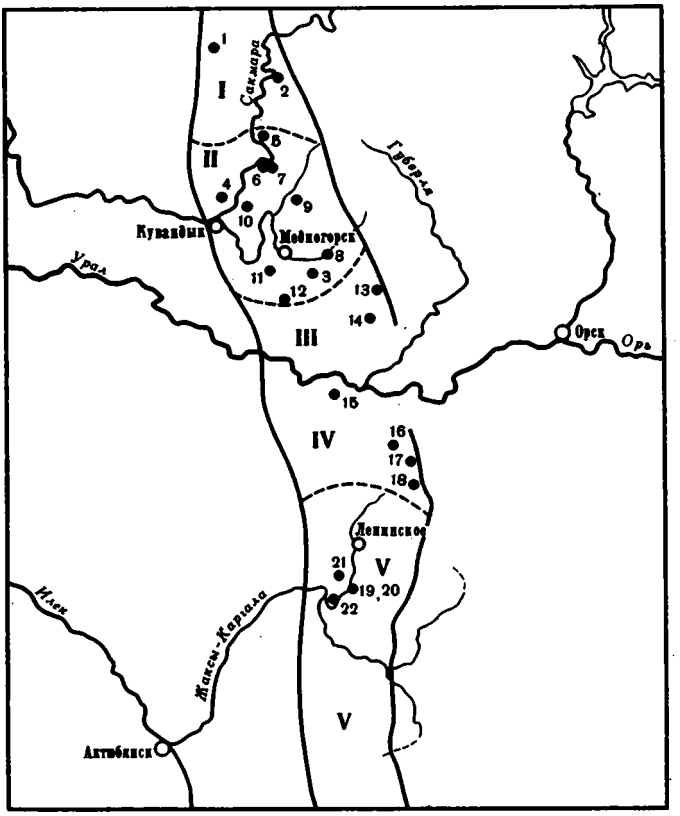


Рис. 12. Схема расположения рассматриваемых разрезов терригенно-кремнисто-туфовой формации

Цифры (1-22) - номера разрезов, см. рис. 13

Участки: I - Абишевский, II - Кувандык-Медногорский; III - Чебаклинский, IV - Медесский, V - Косистекский

крылья небольшой синклинальной структуры северо-северо-западнее пос. Ново-Курского:

	Мощность, м
1. Аргиллиты зеленые оскольчатые, "обмарганцованные" по кливажу	50,0
2. Аргиллиты красные	60,0
3. Кремнистые аргиллиты и глинистые силицигты (высыпки)	140,0
4. Тонкое чередование (10-30 см) кремнистых туффитов, аргиллитов, в разной степени глинистых силицитов и туфосилицитов. Породы лиловато-серые. Во многих пластах наблюдается тонкая линзовидная и волнистая слоистость, обусловленная концентрацией мелкого алеврита	36,0
5. Радиоляриты голубовато-зеленые, в нижней части слоя массивные, в верхней - горизонтальнослоистые	2,0
6. Переслаивание туфосилицитов (0,2-0,5 м) зеленых и лиловато-серых с кремнистыми туффитами (0,2-0,3 м)	33,0
7. Песчаник тефрогенный андезитовый среднезернистый	1,0
8. Породы, как в слое 4; местами появляются линзы (0,5 м) тефрогенных андезитовых песчаников, обогащенных магнетитом	16,0
9. Чередование серых песчаников и лиловато-серых тефрогенных андезитовых алевролитов, участками кальцитизированных	3,0
10. Породы, как в слое 4, содержат многочисленные (до 1 см) прослои гефрогенных андезитовых алевролитов, количество прослоев которых вверх по разрезу увеличивается	55,0

Из приведенного 400-метрового разреза видно, что он состоит из двух частей: нижней монотонной, существенно глинистой, и верхней хорошо стратифицированной, глинисто-кремнистой, послойно обогащенной обломочным (гефрогенным) материалом.

На юге Кувандык-Медногорского участка верхняя толща более кремнистая и однородная, почти лишенная обломочных пород, столь характерных для приведенного выше разреза.

Косистекский комплекс[1] участвует в сложении только второй тектонической пластины, образует самостоятельные поля и находится в тесной связи с породами кураганского комплекса. Он претерпевает закономерные латеральные изменения, поэтому в пределах рассматриваемого участка удобнее его характеристику давать с юга на север.

В верховьях р. Киндерли, где пакет пластин Кувандык-Медногорского участка образует наклоненную к северу моноклиналь, наблюдается следующий разрез комплекса (см. рис. 13, разрез 12):

	Мощность, м
1. Чередование зеленых грубо-среднеобломочных липаритовых пемзовых туфов (2-5 м), их мелкообломочных разностей и кремнистых туффитов (3-10 м); встречаются прослои гефрогенных липаритовых песчаников от мелко- до крупнозернистых	140,0
2. Породы, как в слое 1; присутствуют субвулканические тела кератофиров (1-3 м). В кремнистых туффитах и тонких туфах - тонкая горизонтальная, волнистая и мелкая косая слоистость	83,0
3. Кремнистые туффиры зеленые и бирюзовые средне- и крупноплитчатые	48,0
4. Породы, как в слое 1. В низах пачки преобладают грубые туфы (3-5 м), разделенные маломощными (до 0,7 м) тонкими туфами и кремнистыми туффитами; в верхней части пачки соотношения меняются: тонкозернистые породы мощностью от 3 до 7 м разделены 1-2-метровыми слоями грубых туфов и гефроидов	66,0
5. Кварцевый кератофир, сильно брекчированный	40,0
6. Переслаивание липаритовых, обогащенных пемзой туфов разной зернистости и кремнистых туффитов; встречена линза яшмы	55,0
7. Мелко-тонкообломочные кислые туфы и кремнистые туффиты, местами с тонкой горизонтальной слоистостью, вверху появляются прослои силицитов	80,0
8. Кремнистые туффиты, массивные и тонкослоистые (слойки 0,1-1 см)	55,0
9. Не обнажено	45,0
10. Чередование липаритовых туфов разной гранулометрии, гефроидов и туффитов; туфы резко преобладают, среди них встречаются мелкообломочные кристалловитрические андезитовые разности	75,0
11. Чередование кислых тонких туфов (10-20 м), содержащих прослои грубых разностей (до 5 м), и кремнистых туффитов (5-25 м)	200,0
Суммарная мощность отложений	около 900

Севернее, около г. Медногорска, характер толщи меняется: она состоит из двух частей: нижней тефрогенно-туфитовой и верхней туффито-туфовой (см. рис. 13, разрез 11).

---

[1] На Кувандык-Медногорском и Чебаклинском участках отложения рассматриваемого комплекса выделяются как губерлинская свита.

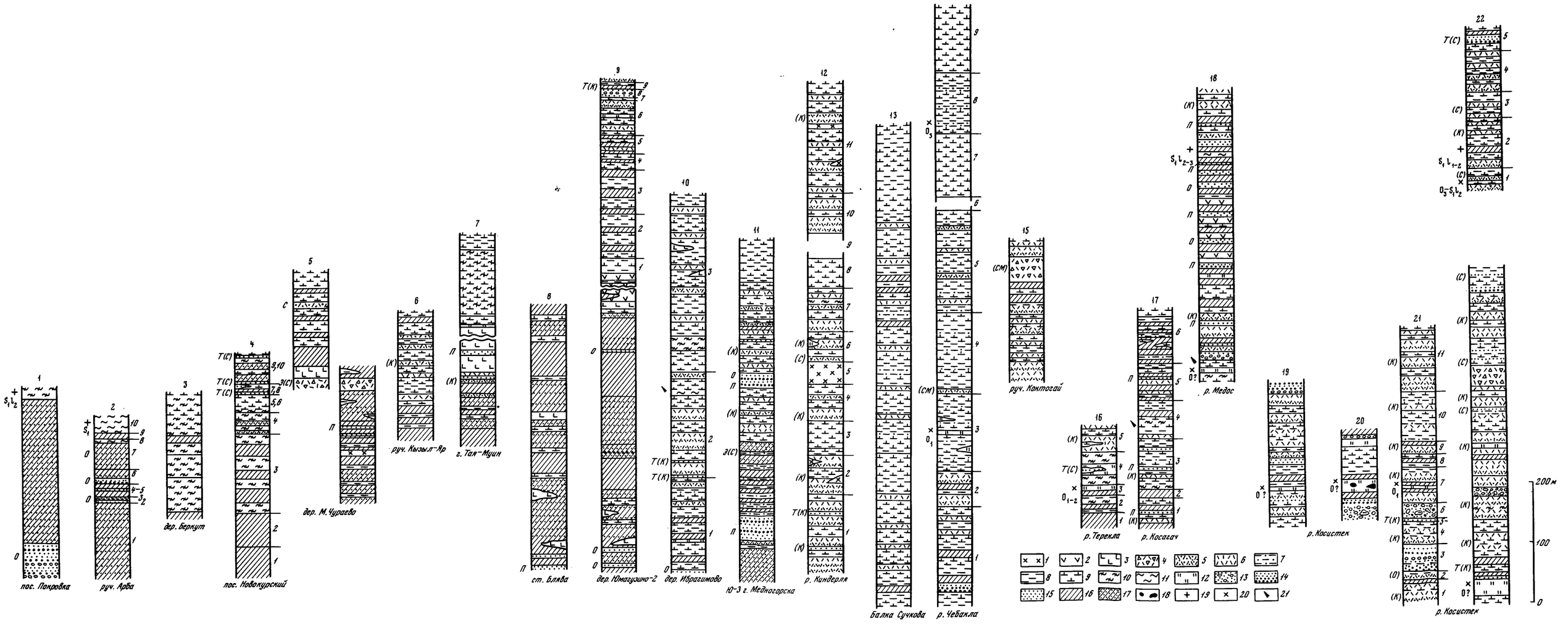


Рис. 13. Разрезы (1–22) терригенно-кремнисто-туфсвой формации на разных участках

1 – липариты; *2* – спилиты и базальты; *3* – диабазы субвулканические; *4* – вулканические брекчии; *5* – туфы грубо-среднеобломочные; *6* – туфы мелко-тонкообломочные; *7* – туффиты средне-мелкозернистые; *8* – туффиты тонкозернистые; *9* – кремнистые туффиты и туфосилициты; *10* – силициты; *11* – фтаниты; *12* – яшмы; *13* – конгломераты и гравелиты; *14* – песчаники крупно-среднезернистые; *15* – песчаники мелкозернистые и алевролиты; *16* – аргиллиты; *17* – чередование песчаников и аргиллитов; *18* – марганцевые конкреции; *19* – граптолиты; *20* – радиолярии; *21* – эпикулы губок

Буквы слева – состав пирокластики: (К) – кислый, (С) – средний, (СМ) – смешанный; минеральный состав обломочных пород: О – мезомиктовый, П – полимиктовый, Э – эдафогенный, Т – вулканотерригенный. Цифры справа – номера слоев в разрезах, описываемых в работе

Северо-западнее, на левобережье р.Сакмара (восточнее дер.Ибрагимово), косистекский комплекс состоит из трех частей (см. рис. 13, разрез 10):

	Мощность, м
1. Переслаивание аргиллитов и кремнистых туффитов; породы зеленые, бирюзовые, реже лиловые; встречаются редкие прослои красных глинистых яшм и липаритовых средне-крупнозернистых гефроидов	150,0
2. Чередование туфов и кремнистых туффитов. Туфы липаритовые разной зернистости от крупнообломочных кристалло-пемзовых до мелкообломочных кристалловитрических. Обильны прослои грубых липаритовых гефроидов и тефрогенных песчаников	165,0
3. Чередование тонких витрических липаритовых туфов, кремнистых туффитов и туфоспонголитов	370,0

В нижней и верхней частях разреза встречаются пласты диабазов небольшой мощности.

Рассмотренные отложения приурочены к Сакмаро-Кидрясовской антиклинальной зоне; восточнее, в пределах Чураевской антиклинальной зоны, они очень тесно связаны с курганскими отложениями, залегая согласно на последних.

Представление о характере косистекских отложений в упомянутой зоне дает приводимый ниже разрез, составленный северо-восточнее дер.Юмагузино-2 (см. рис. 13, разрез 9, верхняя часть):

	Мощность, м
1. Туффиты зеленые тонкозернистые, часто кремнистые, местами полосчатые, что обусловлено присутствием лиловых прослоев	28,0
2. Чередование более кремнистых туффитов, содержащих прослои туфосилицитов, с менее кремнистыми их разностями, в последних - слои аргиллитов (от 1 до 6 м)	80,0
3. Переслаивание зеленых туффитов и аргиллитов (высыпки)	80,0
4. Туфосилициты серовато- и светло-зеленые, массивные, кверху сменяются туфоаргиллитами, содержащими прослои (1-1,5 м) туфосилицитов	30,0
5. Аргиллиты зеленые с прослоями и линзами кремнистых туффитов, тонкообломочных липаритовых кристалловитрических туфов и крупнообломочных кристалло-пемзовых разностей	45,0
6. Чередование тонко-мелкообломочных кристалловитрических липаритовых туфов (3-12 м) и массивных кремнистых туффитов (1-2 м); встречен пласт красной яшмы с прослоями темно-зеленого спонголита	64,0
7. Диабаз мелко-среднекристаллический, сильно ожелезненный и разрушенный (силл)	3,0
8. Эдафогенная конглобрекчия, состоящая из обломков туффитов и аргиллитов с примесью фрагментов основных эффузивов и субвулканических пород; сортировка материала отсутствует; в кровле - мелкозернистые липаритовые гефрогенные песчаники.	16,0
9. Туффиты и аргиллиты зеленые; в них заключены пласты вариолитов небольшой мощности	12,0
10. Липаритовый пемзово-кристаллокластический крупно-грубообломочный туф	5,0
Суммарная мощность отложений	около 400

В более северных разрезах (южнее и севернее дер.Юмагузино-2, см.рис.13, разрезы 5 - 7) характер комплекса изменяется очень мало. Изменения сводятся к исчезновению крупно-грубообломочных пемзовых туфов, но мелкообломочные кристалловитрические разности здесь развиты и, кроме того, появляются эдафогенные липаритовые и андезитовые туффиты (соответствующая гефра смешана с обломками подстилающих пород: аргиллитов, туффитов).

Рассматривая характер изменения косистекского комплекса на Кувандык-Медногорском участке, видим, что наиболее грубые пирокластические накопления развиты южнее г. Медногорска (верховья р. Киндерли), к северо-западу и северо-востоку количество их резко сокращается и возрастает роль тонкообломочных разностей, а также отложений, возникающих из обработанной гефры; появляется, кроме того, много осадочно-пирокластических и глинистых пород.

Из-за сложного покровного строения зоны мы не видим фациальных переходов между образованиями кураганского и косистекского комплексов, и сейчас трудно судить о том, были ли они резкими или постепенными. Но в любом случае при литолого-фациальных построениях необходима палиноспастическая реконструкция. Используя ее применительно к двум характеризуемым участкам, мы получим следующий латеральный ряд отложений (с запада на восток): песчано-глинистые → кремнисто-глинистые образования кураганского комплекса → глинисто-кремнистые → туффито-гуфовые → существенно туфовые → туффито-гуфовые → глинисто-кремнистые накопления косистекского комплекса → кремнисто-глинистые образования кураганского комплекса.

Чебаклинский участок. Здесь развиты лишь отложения косистекского комплекса, приуроченные к ядру Чебаклинской антиклинальной зоны, слагая вторую тектоническую пластину (см. табл. 4, с. 65); последняя перекрывается силурийскими эффузивами (пластина 3), а подстилается песчаными отложениями тремадока, слагающими первую тектоническую пластину.

На левобережье р. Чебакла (ниже дер. Калиновки) составлен следующий разрез (см. рис. 13, разрез 14):

	Мощность, м
1. Туффиты зеленые тонкозернистые с прослоями красных аргиллитов, эдафогенных гравелитов и песчаников; в верхней части пачки появляются липаритовые витрические туфы и гуфосилициты. .	170,0
2. Чередование липаритовых кристалло-пемзовых грубо-среднеобломочных и мелко-тонкообломочных гуфов с гуффитами тонкозернистыми зелеными и лиловато-серыми; встречаются редкие прослои зеленых аргиллитов	60,0
3. Переслаивание лиловых и зеленых мелкообломочных и кремнистых туффитов; последние содержат пласты и линзы глинистых яшм с радиоляриями нижнего ордовика: *Entactiniidae* sp. (*Entactinosphaera* sp.)	135,0
4. Туф смешанного состава (кристаллы кварца, плагиоклаза и основная гиалокластика), мелко-среднеобломочный (3,5 м) подстилает пачку чередования лиловых и зеленых туффитов, в разной степени кремнистых	140,0
5. Туффиты зеленые и серые, мелко-тонкозернистые, в разной степени кремнистые, содержат редкие слои липаритовых туфов мелко-среднеобломочных	180,0
6. Не обнажено (видимо, глинистая пачка)	45,0
7. Чередование зеленых кремнистых туффитов и туфосилицитов. . .	110,0
8. Туффиты, в разной степени кремнистые, бирюзовые и зеленые, алевритистые с прослоями лиловых разностей. В кремнистых туффитах – радиолярии [O_3 (?)].	105,0
9. Кремнистые гуффиты бирюзовые с прослоями зеленовато-серых	больше 200

Возраст отложений по определению радиолярий – ордовикский (O_{1-3}); не исключено присутствие в разрезе низов силура, так как выше отложений с позднеордовикскими радиоляриями залегает еще мощная пачка тонкозернистых пород.

В целом для косистекских отложений Чебаклинской антиклинальной структуры характерно: незначительное развитие грубых липаритовых туфов по сравнению с их мелко-тонкообломочными разностями; обилие осадочно-пирокластических тонкозернистых пород – туффитов, в разной степени кремнистых; присутствие в нижней части разреза красных аргиллитов и связанных с ними

эдафогенных гравелитов и песчаников, радиоляриевых яшм. Намечается возрастание кремнистости вверх по разрезу. По набору пород и характеру стратификации рассмотренные отложения близки к косистекскому комплексу, развитому севернее г. Медногорска.

Медесский участок. Здесь развиты образования косистекского и кураганского комплексов (см. табл. 5, с.69).

Кураганский комплекс – небольшой мощности (около 170 м), литологически сходный с новокурской толщей, обнажается в пределах Тереклинской антиклинали. На правобережье р. Терекла описан следующий разрез комплекса (см. рис. 13, разрез 16):

	Мощность, м
1. Аргиллиты красные и зеленые	27,0
2. Чередование зеленых кремнистых аргиллитов, гуффитов, туфосилицитов и радиоляритов; в верхней части пачки – прослои красных аргиллитов	21,0
3. Аргиллиты темно-красные (до 4 м) подстилают красные тонкозернистые гуффиты, перекрываемые темно-вишневыми глинистыми яшмами (до 2,5 м) с радиоляриями: *Entactinosphaera* sp. (*E.* aff. *aksakensis* Naz.), *Polyentactiniinae* gen. et sp. indet., *Helioentactinia* sp. (O_{1-2})	18,0
4. Силициты и туфосилициты красные, голубые и серые, тонко- и среднеплитчатые; встречаются мелкие линзы гефрогенных андезитовых алевролитов	60,0
5. Туфы дацитовые, мелкообломочные, кристалло-витрические, массивные с линзами (до 8 м) тонкообломочных кремнистых гуффитов	45,0

Здесь наблюдается постепенный переход кураганских отложений в косистекские.

Косистекский комплекс распространен лишь на востоке участка, он слагает третью тектоническую пластину, которая обнажается на южном и северо-восточном крыльях Нижнемедесской антиклинали. Здесь в нижней части пластины, в прослое фанитов, обнаружены граптолиты лландоверийского яруса. В яшмах, приуроченных к верхам пластины, развиты радиолярии, которые, вероятнее всего, являются ордовикскими формами, так как нет уверенности в нормальном залегании отложений, слагающих эту пластину, разреза косистекского комплекса не приводится, а дается его общая характеристика.

На южном крыле Нижнемедесской антиклинали обнажаются (см. рис. 13, разрез 18) туфы липаритовые и андезито-дацитовые, преимущественно мелко- и тонкообломочные; средне-крупнообломочные разности редки, но много грубых тефроидов и разнообразных песчаников; встречаются прослои вулканотерригенных гравелитов. Песчаные накопления чередуются с тонкозернистыми породами: аргиллитами, туффитами, в разной степени кремнистыми, туфосилицитами и яшмами; переслаивание обусловливает четкую стратификацию, характерную для косистекского комплекса.

В толще присутствует много субвулканических тел кератофиров; в лландоверийской части разреза появляются прослои фанитоидов и пласты спилитов, вариолитов и диабазов; эта часть косистекского комплекса к западу замещается сугралинским комплексом основных эффузивов, относящихся уже к другой формации.

На северо-восточном крыле Нижнемедесской антиклинали разрез комплекса несколько иной (см. рис. 13, разрез 17). Здесь отсутствуют гравийные накопления и грубые туфы, меньше мелкообломочных туфов, встречаются эдафогенные и кремнистые туффиты, туфосилициты и аргиллиты. Косистекский комплекс утрачивает четкую стратификацию, обусловленную частым чередованием пород разной гранулометрии, и становится моногонным. О характере строения этой части комплекса дает представление приводимый фрагмент разреза, составленного на левобережье р. Косагач.

Выше зеленых и красных аргиллитов здесь обнажаются:

	Мощность, м
1. Туффиты мелко- и тонкозернистые (0,5–0,75 м), чередующиеся с туфосилицитами (0,7–1,5 м) и кремнистыми аргиллитами; встречаются прослои песчаников полимиктовых, мелко-среднезернистых, плохо сортированных. Цвета пород зеленовато-серые и красновато-зеленые	42,0
2. Аргиллиты зеленые	14,0
3. Чередование кремнистых туффитов, силицитов и мелко-тонкообломочных липаритовых туфов; встречаются прослои вулканотерригенных мелкозернистых песчаников и алевролитов	75,0
4. Туффиты дацитовые тонкообломочные в разной степени кремнистые с редкими прослоями спонголитов и красных аргиллитов. . .	60,0
5. Аргиллиты зеленые, реже красные, содержат пласты мелкозернистых полимиктовых песчаников, андезито-дацитовых кристалловитрических туфов и туфосилицитов	57,0
6. Переслаивание мелкообломочных туффитов с аргиллитами	33,0

Косистекский участок. Здесь развиты отложения косистекского комплекса. Они слагают шестую тектоническую пластину (см. табл. 6, стр. 74), которая принимает участие в строении периклинали и восточного крыла Каргалинской антиклинали. Внутренняя структура пластины сложная, она представляет собой систему изоклинальных лежачих складок. Эта пластина в разных местах подстилается либо сакмарской сланцево-гранитовой толщей, содержащей среднелландоверийские граптолиты (пластина 5), либо тремадокским терригенно-эффузивным комплексом (пластина 4), а иногда гранитами (пластина 3), содержащими граптолиты среднего и верхнего лландовери. Перекрывается рассматриваемая пластина отложениями различного возраста: силурийскими эффузивами (пластина 7), породами шандинской свиты (пластина 8), но чаще всего сакмарскими гранитами с граптолитами среднего–верхнего лландовери – нижнего лудлова (пластина 9).

За последние годы В.Г. Кориневским и С.В. Руженцевым в отложениях косистекской свиты были обнаружены граптолиты нижнего – среднего лландовери. Эти находки приурочены к нижней части пластины. Из этой же части разреза в кремнистых туффитах определены радиолярии лландовери: *Syntagmentactinia* sp., *Haplentactinia* sp. В верхней же части пластины в кремнистых породах косистекской свиты встречаются радиолярии ордовика. Эта находка сделана на правобережье р. Косистек (в 9 км южнее южной окраины пос. Ленинского), где в глинистых яшмах обнаружен комплекс радиолярий раннего ордовика: *Helioentactinia* sp. (*H.* ex gr. *bakanasensis* Nazar.); *Entactinosphaera* sp. (*E.* ex gr. *diffusa* Hinde); *Polyentactinia* sp.

Ордовикские формы радиолярий встречаются в яшмах, развитых и на правобережье р. Жаксы-Каргала, выше устья р. Косистек. Такое распределение органических остатков позволяет предположить, что косистекский комплекс седьмой пластины находится в перевернутом залегании. Это согласуется со взглядами ряда авторов на Сакмарский аллохтон как на лежачее крыло опрокинутой антиклинальной структуры (Пейве и др., 1971). Таким образом, возраст видимой части косистекской свиты определяется как ранний ордовик – лландовери; мощность точно определить нельзя, приблизительно ее можно оценить в 900–1000 м.

Ниже приводится разрез ордовикской части косистекской свиты (см. рис. 13, разрез 21), составленный на правобережье р. Косистек (в 9 км южнее окраины пос. Ленинского) через восточное крыло небольшой антиклинальной складки:

	Мощность, м
1. Чередование голубовато-зеленых грубо-, средне- и мелкообломочных кристаллолитических дацитовых туфов. В грубых разностях много мелких и крупных (до 20 см) обломков зеленых кремнистых туффитов. В пачке встречаются прослои и линзы (до 1 м) голубовато-зеленых туфосилицитов. вверху появляются прослои табачно-зеленых аргиллитов	42,0

	Мощность, м
2. Пемзовый туф грубообломочный содержит линзы аргиллитов и зеленых полосчатых туффитов	12,0
3. Гравелиты и песчаники эдафогенные, состоящие из обломков пород, сходных с развитыми ниже; встречаются прослои (до 1,5 м) зеленых и изумрудно-зеленых микрослоистых туффитов	48,0
4. Переслаивание липаритовых кристаллолитических туфов от крупно- до мелкообломочных с тонкими витрическими разностями; выше по разрезу последние чередуются с кремнистыми туффитами массивными темно-зелеными и изумрудно-зелеными...	40,0
5. Тефроид липаритовый крупнообломочный	3,0
6. Гравийно-галечный горизонт (микстиг) со слабо выраженной стратификацией, обусловленной обогащением отдельных уровней галечным материалом. Встречаются глыбы и отторженцы туффитов и туфосилицитов, достигающие 1 м, реже до 5 м. Обломочный материал местный. Цемент песчаный туффитовый (пирокластика липарит-дацитовая)	38,0
7. Переслаивание липаритовых туфов лилового-серых и зеленых, крупно-, средне- и мелкообломочных (слои от 0,5 до 3,5 м) с красными кремнистыми аргиллитами, туффитами и глинистыми яшмами, содержащими радиолярии раннего ордовика: *Helioentactinia* sp. (*H.* ex gr. *bakanasensis* Nazar.), *Entactinosphaera* sp. (*E.* ex gr. *diffusa* Hinde), *Polyentactinia* sp.	60,0
8. Чередование туффитов, в разной степени кремнистых, с кремнистыми аргиллитами (1-3 м)	22,0
9. Породы, как в слое 7	21,0
10. Туффиты мелко- и тонкозернистые, в разной степени кремнистые, полосчатые: изумрудно-зеленые, зеленые, реже лиловые. Толщина слоев обычно 0,5-1,5 м, реже меньше (5-40 см). Встречаются пласты (до 3 м) мелкообломочных липаритовых туфов	87,0
11. Чередование мелкообломочных массивных липаритовых туфов, слоистых кремнистых туффитов и туфосилицитов: изумрудно-зеленых, габачно-зеленых, реже лиловых	115,0
Видимая мощность отложений	500

К западу (р. Жаксы-Каргала, выше устья р. Косистек) общий характер разреза сохраняется (см. рис. 13, разрез 22, низы), но наблюдается большое развитие пемзовых туфов, гефроидов, а также крупнообломочных туффитов, вулканических брекчий; присутствуют валунные несортированные конгломераты (обломки до 0,6 м); появляются тонкослоистые отложения, текстуры оползания и встряхивания, а также эрозионные поверхности в подошве некоторых пластов; увеличивается количество лиловых разностей аргиллитов, туфов и яшм.

Восточнее (левобережье р. Косистек) также наблюдается изменение комплекса (см. рис. 13, разрез 19): среди туффито-туфовых накоплений конгломераты исчезают, здесь развиты лишь эдафогенные песчаники и гравелиты.

Для характеристики силурийской части косистекского комплекса приводится разрез, составленный на правобережье р. Косистек в 2 км юго-западнее предыдущего разреза, через северо-западное крыло небольшой опрокинутой на юго-восток антиклинальной складки (см. рис. 13, разрез 22):

	Мощность, м
1. Ритмичное чередование андезитовых туфов разной гранулометрии и кремнистых туффитов. Ритмы трехчленные: книзу это грубо-среднеобломочные туфы (1,5-3,5 м), содержащие гравий и гальку лиловых и зеленых кремнистых туффитов; по резкой границе они перекрываются мелкообломочными кристалловитрическими туфами (0,2-0,8 м) с тонкой горизонтальной и косой слоистостью; венчается ритм кремнистыми туффитами (0,2-1,5 м) - массивными либо горизонтально- и волнистослоисты-	

	Мощность, м
ми, иногда отмечаются текстуры оползания и встряхивания. В туффитах радиолярии лландовери: *Syntagmentactinia* sp., *Haplentactinia* sp.	26,0
2. Туффиты, в разной степени кремнистые, с прослоями дацитовых мелко- и среднеобломочных туфов и аргиллитов зеленых и темно-серых	90,0
3. Чередование мелкообломочных и кремнистых туффитов (0,8–1,5 м) с туфами андезитовыми кристалловитрическими (2–6 м)	56,0
4. Переслаивание туффитов, в разной степени кремнистых, и туфов (до 5 м) дацитовых и андезито-дацитовых кристалло-пемзовых мелко-, реже среднеобломочных	85,0
5. Ритмичное чередование андезитовых гефроидов и тефрогенных песчаников, алевролитов, аргиллитов и кремнистых туффитов	60,0

Разновозрастные толщи косистекского комплекса удивительно сходны по характеру стратификации, типу вулканических продуктов и набору пород. Но в верхней, силурийской, части разреза преобладает пирокластический материал среднего состава, нет мощных гравийно-галечных (эдафогенных) накоплений и появляются, хотя и редкие фтаниты и фтанитоиды (прослои и обломки в туффитах).

Рассмотренные отложения литологически близки к породам, развитым на юге Кувандык-Медногорского участка, отличаясь присутствием гравийно-галечных образований, яшм и отсутствием субвулканических тел кератофиров.

ТИПЫ ПОРОД

В формации широким развитием пользуются туфы, обломочные и кремнистые туффиты; менее распространены аргиллиты и силициты, терригенные обломочные породы встречаются спорадически. В формации присутствуют силлы и дайки диабазов, кератофиров и кварцевых кератофиров. Цвета пород зеленые, бирюзовые, красные, серые, желтые разных оттенков; резко преобладают зеленые тона. Одни части разрезов монотонны по цвету, другие – пестрые, что связано с частым чередованием слоев контрастных цветов.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Среди них выделяются собственно пирокластические образования – вулканические брекчии (агломераты) и туфы, а также терригенные – гефроиды, гефрогенные песчаники и алевролиты.

Вулканические брекчии. Они состоят из обломков пород, среди которых много резургентных, погруженных в туфовый матрикс липаритового, андезитового, иногда смешанного состава. В брекчиях всегда обломки представлены липаритами, их туфами, туффитами, иногда аргиллитами; размер фрагментов обычно от долей сантиметра до 20–30 см; отдельные глыбы достигают 0,5 и даже 1–3 м. Обломки угловатые либо со сглаженными углами. Материал несортирован. Связующей туфовой массы, как правило, немного, хотя в отдельных случаях она обильна, и тогда вулканические брекчии стратифицированны: горизонты, содержащие обломки и оторженцы, чередуются с горизонтами, где их нет. Брекчии ассоциируют с туфами; их мощность колеблется от 5 до 60 м.

Туфы. Здесь различаются липаритовые, дацитовые и андезитовые разности, изредка смешанного состава. Наиболее представительна группа липаритовых и дацитовых туфов, много меньше – андезитовых. По частоте встречаемости пластов разных туфов подсчитано приблизительное количественное соотношение кислых (липаритовых и дацитовых), андезитовых и смешанных пород (в %) – 85:10:5.

Петрографические особенности туфов обусловлены характером исходного пирокластического материала и способом его отложения. Различаются туфы средне-крупнообломочные, состоящие из кристаллических, пемзовых и литических фрагментов, и туфы гонко-мелкообломочные витрические и кристалловитрические.

Липаритовые туфы очень разнообразны.

Литокристаллокластические (рис. 14, *а*) и кристаллолитические разности состоят из смеси в разных пропорциях кристаллов и литокластов. Кристаллическая фракция представлена плагиоклазами (преобладает) и кварцем. Количество кварца в разных образцах различно: в мелко-среднеобломочных разностях его больше, в грубых - меньше. Литокласты представлены микрофельзитовой основной массой липаритов. Встречается полностью хлоритизированная пемза. Иногда ее много (>50%) и порода может быть определена как кристалло-пемзовый туф (см. рис. 14, *б*). В виде незначительной и непостоянной примеси присутствуют обломки кератофиров, андезитов и ожелезненных основных эффузивов, гуфосилицитов и туффигов. Акцессории представлены апатит-рудной ассоциацией.

Сортировка материала отсутствует или очень слабая. Размер обломков в более грубых разностях - от 0,2 до 1,5 мм, отдельные фрагменты, особенно пемзовые, превышают 2 мм, а в более гонких - 0,05-0,4 мм, редко достигая 1 мм. Обломки угловатые и округлые. Характерно присутствие кварцевых фрагментов пластинчатой и "червеобразной" формы (см. рис. 14, *а*), а также оплавленных и сильно трещиноватых; иногда в кварце много мелких газовых включений. Литокласты мягких очертаний со слабо извилистыми контурами, иногда с флюидальной структурой. Туфы, особенно кристалло-пемзовые, обладают текстурами течения (см. рис. 14, *б*), которые выражаются в субпараллельном расположении уплощенных фрагментов пемзы, призматических кристаллов плагиоклазов, пластинчатого и червеобразного кварца.

Количество и характер цемента различны. В одних разностях обломки плотно прилегают друг к другу, в других количество связующей массы достигает 20-30%. Обильная связующая масса свойственна кристалло-пемзовым туфам и в значительной степени сформирована из дробленой пемзы.

Породы, как правило, массивны, в них слабо выражена гранулометрическая и минеральная дифференциация материала. Однако в некоторых пластах, особенно кристалло-пемзовых, она проявляется четко. Внизу пластов материал грубо-крупнообломочный и обогащен кристаллами, ближе к кровле - крупно-среднеобломочный и кристаллов в нем меньше; иногда наблюдаются количественное увеличение пемзы к кровле пласта либо едва выраженная послойная ее концентрация.

Некоторые туфы содержат обломки подстилающих пород, которые концентрируются в нижней части пластов, причем вблизи подошвы они крупные (до 30 см), плоские, ориентированные по напластованию; выше их количество и величина (1-3 см) резко уменьшаются. Они представлены в разных туфовых пластах одним, реже двумя типами пород: туффигами, кремнистыми гуффигами, силицитами.

Витрические туфы обычно сильно изменены и представляют собой гонко-мелкозернистую массу, состоящую из неравномерного срастания хлорита, альбита и кварца, в которой рассеяны кристаллы кварца и кислого плагиоклаза. Акцессорных минералов исключительно мало, и они представлены почти одними рудными. Иногда витрическая структура все же сохраняется (черепки, рагульки и т.п.); она подчеркивается каймой хлорита по периферии витрокластов.

Кристалловитрический и витрокристаллокластические туфы гонко-, мелко-, реже среднеобломочные и, как показывает само название, отличаются от витрических примесью разного количества кристаллокластики (кварц и плагиоклазы: от альбита до кислого андезина). Туфы либо массивные, либо гонкослоистые; слоистость - горизонтальная, слабоволнистая, реже косая; в гонких туфах обнаруживаются текстуры оползания и встряхивания.

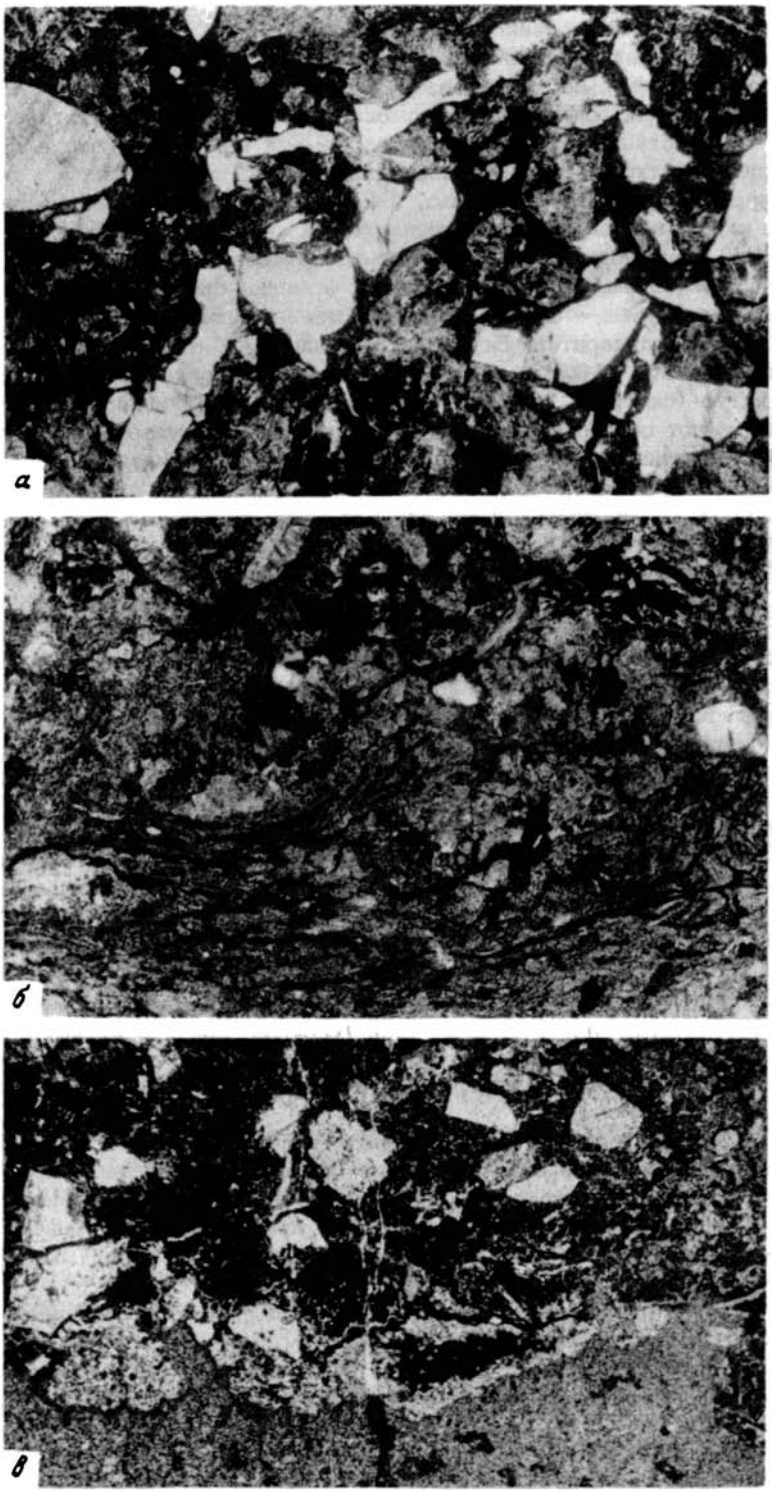


Рис. 14. Туфы

а – липаритовый литокристаллокластический; *б* – липаритовый кристалло-пемзовый; *в* – андезитовый кристаллолитический (залегает на туфосилините)

Шлифы; увел. 20; ник. 1

Липаритовые туфы образуют в толще вулканогенно-осадочных пород как отдельные прослои мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, так и самостоятельные пачки до 30 м и более, состоящие из серий туфовых пластов.

Петрографическая и текстурная характеристика туфов дацитового состава не приводится, так как они очень сходны с липаритовыми; отличия заключаются в меньшем содержании кварца и в большем – хлорита.

Среди андезитовых туфов преобладают кристаллолитические (см. рис. 14, *в*). Они средне-, крупно-, реже мелкообломочные. Основная составляющая – обломки андезитов; кристаллокластов немного: это плагиоклазы (андезин, лабрадор), часто альбитизированные, интенсивно пелигизированные и серицитизированные. Иногда встречаются единичные зерна кварца. Незначительна примесь чуждых пород: туфопелитов, кремнистых туффитов, силицитов, реже кератофиров.

Среди андезитовых туфов присутствуют разности, обогащенные пемзой, иногда флюидальной, и мелкими продуктами ее дробления; характерны плагиоклазы (кристалло-пемзовые туфы); попадаются отдельные фрагменты андезитов и обломки подстилающих пород.

Тонко-мелкообломочные туфы представлены витрическими, кристалловитрическими (рис. 15, *а*) и кристаллолитовитрическими разностями. Они сложены альбитизированными и хлоритизированными витрокластами, плагиоклазами, пемзовыми фрагментами, литокластами андезитов. Набор акцессорных минералов тот же, что и в кислых разностях.

В отличие от липаритовых туфов, в андезитовых больше хлорита и гидроокислов железа (в цементе и по обломкам) и характерна карбонатизация. Структурно-текстурные особенности андезитовых туфов аналогичны таковым кислых. Но среди первых лучше сохраняется витрическая структура, и в тонко-мелкообломочных разностях наблюдается субпараллельное расположение фрагментов.

При сравнении кислых и средних туфов выявляются некоторые различия: 1) кислые туфы богаче кристаллической фазой, в андезитовых – кристаллический компонент подчинен литическому (включая пемзу); 2) хлориты и гидроокислы железа более обычны для андезитовых туфов; 3) различен характер преобразований стекла; по андезитовым стеклам развит преимущественно альбит-хлоритовый агрегат, кварца очень мало, кислые стекла превращены в хлорит-альбит-кварцевый агрегат. Поэтому в большинстве случаев кислые витрические туфы – твердые, кремнеподобные, а андезитовые – некрепкие, песчаниковидные (если нет наложенного окварцевания); 4) для андезитовых туфов характерна карбонатизация обломков и цемента, карбонат в кислых туфах встречается лишь в трещинках.

Химические анализы тонкообломочных туфов указывают на существование непрерывного ряда пород, состав которых изменяется от кислого до среднего; с уменьшением кислотности наблюдается увеличение содержания Al_2O_3, TiO_2, CaO, MgO. В большинстве случаев Na преобладает над K.

Тефрогены. Под таким названием выделяются породы, сформированные из пирокластики (тефры), подвергшейся механической обработке и сортировке в водной среде. Гидродинамическое воздействие на тефру по силе и продолжительности было различным, это привело к возникновению серии пород, образующих непрерывный ряд: туфы – тефроиды – тефрогенные песчаники (алевролиты). Последние обладают структурами осадочных пород и формально должны были бы среди них и рассматриваться, но они тесно связаны с туфами и тефроидами, являясь конечным членом непрерывного седиментационного ряда; кроме того, в сравнительном аспекте с ними дается характеристика тефроидов, диагностика которых вызывает некоторые трудности.

Среди тефрогенных образований выделяются алевролиты и песчаники от мелко- до крупнозернистых; по составу исходной тефры различаются липаритовые (см. рис. 15, *б*) и андезитовые разности. Первые сложены кислыми плагиоклазами и кварцем, которым подчинены обломки кератофиров; единичны

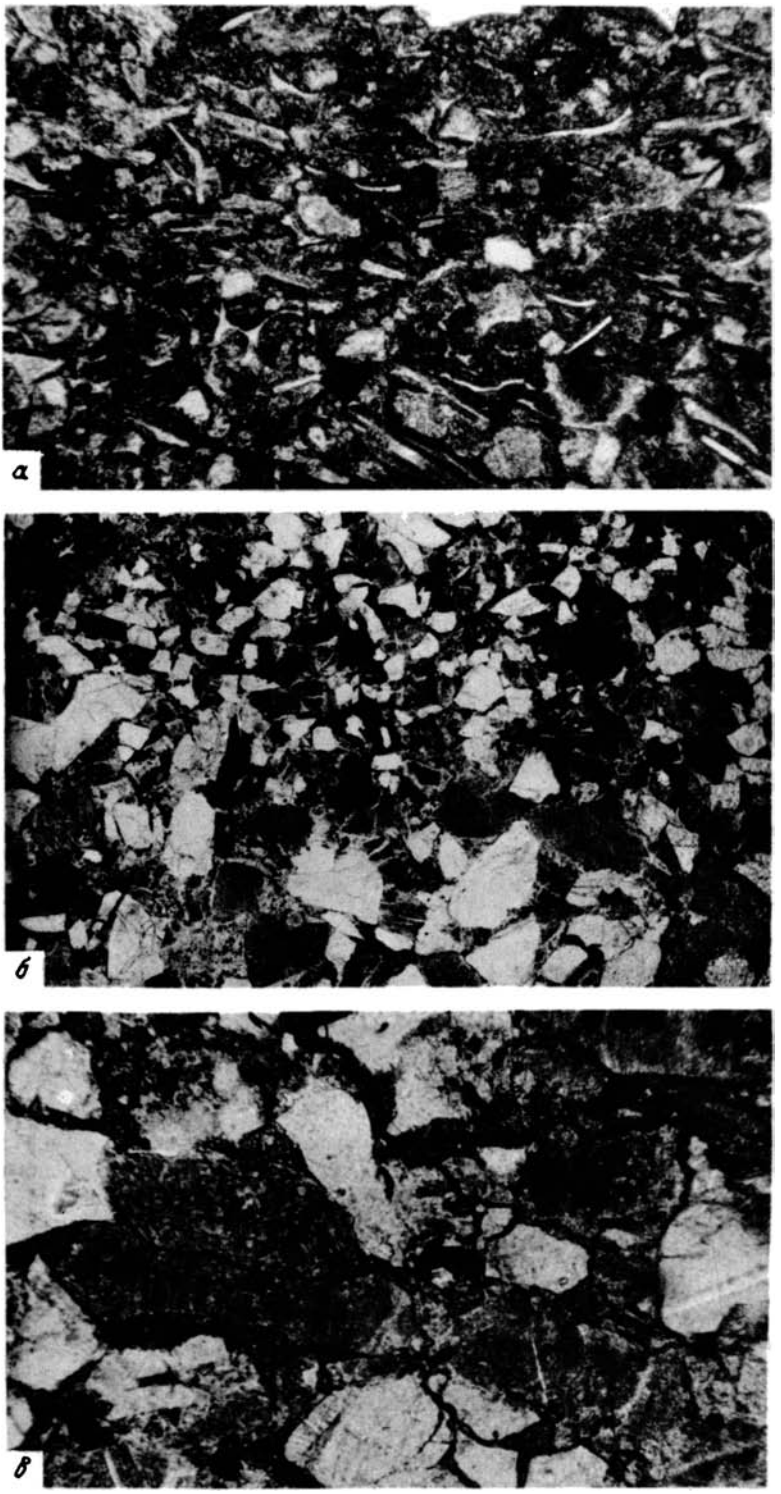


Рис. 15. Пирокластические и тефрогенные породы

а – туф андезитовый кристалловитрический; *б* – песчаник и алевролит тефрогенные липаритовые; *в* – тефроид липаритовый

Шлифы; увел.: *а*, *в* – 72, *б* – 20; ник. 1

фрагменты андезитов, силицитов и других пород. Песчаники и алевриты, сформированные из андезитовой гефры, состоят из плагиоклазов (андезин, лабрадор), обломков андезитов и нацело ожелезненных эффузивов; изредка встречаются фрагменты местных пород: силицитов, алевролитов, пелитоморфных известняков; единичны зерна кварца. Тефрогенные породы содержат те же акцессорные минералы, что и туфы, но в большинстве случаев тяжелая фракция значительнее.

Обломки угловаты (бо́льшая часть плагиоклазов) и окатаны (преимущественно литические фрагменты). Сортировка материала средняя, иногда плохая. Цемента мало, и он представляет собой кварц-альбит-хлоритовый или железисто-хлоритовый агрегат.

Диагностические признаки гефрогенных пород следующие. 1. Минеральный состав обломочной части сходен с таковыми туфов, отличаясь отсутствием витрических и пемзовых фрагментов. Витрокласты, как более мелкие, при дифференциации материала в осадок не попадали, пемза же из-за своего малого объемного веса при переработке гефры в водной среде удалялась либо истиралась и вымывалась. 2. Кварц имеет типичный интрателлурический облик. Как и в туфах, кварцевые зерна либо кристалломорфные, обычно сильно оплавленные, либо неправильной формы, сильно трещиноватые. 3. Плагиоклазы имеют удивительно одинаковые характер и степень измененности в каждой отдельно рассматриваемой гефрогенной породе, тогда как в целом для этого типа пород они разнообразны. Аналогичная картина свойственна и туфам. Это указывает на единый источник плагиоклазов.

При сравнительной характеристике туфов липаритового и андезитового состава отмечалось, что первые обогащены кристаллокластическими, а вторые – литическими фрагментами. Эта специфика тефры отражена и в составе гефрогенных пород: производные липаритовой пирокластики сложены в основном обломками кристаллов, а андезитовой – как кристаллическими, так и литическими фрагментами.

Тефроиды по составу липаритовые (см. рис. 15,*в*) и андезитовые, а по структуре мелко-, средне- и крупнообломочные. Они распознаются в ряду гефроид – гефрогенная осадочная порода, в котором намечаются следующие изменения (слева направо). 1. Увеличение содержания кристаллических и литических фрагментов при уменьшении витрической составляющей. 2. Количественное уменьшение связующей массы, которая в большинстве случаев представляют собой альбит-хлоритовую или хлоритовую массу, формировавшуюся по стекловатым фрагментам дробленой пемзы. 3. Увеличение степени окатанности кристалло- и литокластов. Особенно ярко это проявляется на плагиоклазах. В гефрогенных породах первично-таблитчатые плагиоклазы приобретают округлую форму, а призматические – удлиненно-овальную. 4. Улучшение сортировки материала. В туфах, особенно пемзовых, сортировка материала отсутствует, в гефроидах она слабо выражена, а в гефрогенных песчаниках – средняя (за редким исключением).

ОСАДОЧНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ (ТУФФИТЫ)

К этой группе отнесены породы, состоящие из смеси пирокластического и осадочного материала. В ней выделяются туффиты, обломочные и кремнистые, в которых осадочная составляющая соответственно представлена обломочным материалом и кремнеземом.

Обломочные туффиты. Пирокластический материал, липаритовый (и дацитовый) или андезитовый, представлен измененными фрагментами вулканического стекла (витрокласты и пемза), кристаллокластами: либо кислыми плагиоклазами и кварцем (кислая тефра), либо только плагиоклазами (андезитовая тефра), иногда литокластами однообразного состава и структуры.

Осадочный компонент разнообразен. В зависимости от его состава выделяются две разновидности туффитов: эдафогенные и вулканогерригенные. Осадочная часть эдафогенных туффитов состоит из обломков местного материала,

Рис. 16. Туффит вулканотерригенный (в центре лемзовый фрагмент)
Шлиф; увел. 20; ник. 1

происходящего от подводного размыва нижележащих слоев: это аргиллиты, алевропелиты, туффиты и силициты, иногда фтаниты. В некоторых туффитах часть плагиоклазов, видимо, надо считать осадочным материалом, так как они в разной степени изменены и окатаны. В вулканотерригенных туффитах (рис. 16) осадочная составляющая представлена обломками основных и кислых эффузивов, их туфов, плагиоклазами (по-разному измененными и окатанными). Изредка присутствуют обломки силицитов и алевролитов.

Туффиты обладают структурами от крупноалевритовой до крупнопесчаной. Форма обломков и степень обработки различны: фрагменты неокатанные, угловато-окатанные и хорошо окатанные. Сортировка материала средняя и плохая. Цемента немного (железистый, железисто-хлоритовый, альбит-хлоритовый), но в породах, обогащенных стекловатыми фрагментами, его больше.

Среди обломочных туффитов широко распространены тонкозернистые разности, диагностика которых вызывает большие трудности. Они сложены преимущественно измененной витрокластикой, реликты которой иногда сохраняются. Чаще же породы представляют собой неравномерно раскристаллизованные альбит-кварц-хлоритовые образования, содержащие обломки полевых шпатов, кварца, чешуйки гидрослюды и обломки пород. Данные химического анализа (11 обр.) показали, что количество SiO_2 колеблется от 70 до 50% при изменении содержаний Al_2O_3 от 13 до 17%; отношение SiO_2/Al_2O_3 не превышает 5; Na всегда преобладает над K.

Для выявления характера пирокластической составляющей в туффитах, видимо, можно использовать содержания Ti и Zr. Эти элементы с успехом применялись некоторыми исследователями (Cann, 1970; Pearce, Cann, 1971) для диагностики первичного состава вулканитов, претерпевших выветривание и метаморфизм, так как допускается, что эти элементы наименее подвижны и не меняются существенно при вторичных преобразованиях пород.

Из данных табл. 2 видно, что туффиты обладают более высокими содержаниями Ti и Zr, чем остальные тонкозернистые породы формации; среднее значение Ti равно 0,60; это ниже, чем его кларк в породах среднего состава (0,8), но выше кларка в осадочных породах (0,45). Содержания Zr колеблются в широких пределах, среднее равно $200 \cdot 10^{-4}$%. Обращает на себя внимание, что во всех тонкозернистых образованиях формации его содержание ниже кларка в соответствующих типах пород.

Таблица 2

Содержания Ti и Zr (в %) в тонкозернистых породах терригенно-кремнисто-туфовой формации

Порода	Ti	$Zr(10^{-4})$	Ti/Zr
Силициты (9)*	0,07-0,18(0,54)** / 0,13(0,18)	41-97(124) / 66(73)	13-26(44) / 20(23)
Кремнистые туффиты (22)	0,15-0,51 / 0,30	69-226(442) / 152(165)	9-37 / 21
Туфы (11)	0,10-0,38 / 0,25	130-226(643) / 196(237)	6-25 / 14
Тонкообломочные туффиты (11)	0,32-0,89 / 0,60	104-325 / 200	10-57 / 34
Аргиллиты (15)	(0,1)0,28-0,61 / (0,4)0,43	69-259(276) / 147(155)	(4)14-59 / (30)32

*Количество анализированных образцов.

**В числителе – пределы колебаний содержаний элементов в разных типах пород, в знаменателе – их среднее значение; в скобках: в числителе – единичное высокое или низкое содержание элемента, в знаменателе – среднее значение с учетом высокого или низкого.

Особенно показательны Ti/Zr-отношения в туффитах, иллюстрируемые графиком (рис. 17), на который нанесены точки, отвечающие отношениям в разных типах пород и их кларковым значениям в осадочных, кислых и средних вулканических породах по А.П. Виноградову. Точки для туффитов концентрируются вокруг кларка Ti/Zr-отношения для средних пород, причем поле их точек опускается до кларка Ti/Zr-отношения в осадочных породах; из этого выгекает, что в формировании туффитов принимали участие пирокластика среднего состава и осадочный (терригенный и глинистый) материал, причем при увеличении количества последнего в туффитах содержания Ti и Zr в них снижаются.

Кремнистые туффиты. Это наиболее широко распространенные породы. Они состоят из смеси тонкой пирокластики и кремнезема. Пирокластический материал в основном витрический, реже это плагиоклазы и кварц. Кремнезем как вулканогенный (седиментационный и постседиментационный), так и биогенный. Большая часть кремнистых туффитов содержит остатки кремневых организмов (радиолярии, спикулы губок).

Туффиты представляют собою крипто-тонкозернистые породы, состоящие из смеси кварца, хлорита и альбита; в отдельных разностях обильны гидроокислы железа; иногда видны реликты витрокластов, превращенные в альбит-хлоритовый и кварц-альбит-хлоритовый агрегаты. Текстура пород различна и определяется характером распределения вулканического пепла; в одних случаях наблюдаются гнездовидные скопления альбит-хлоритовых агрегатов в криптотонкозернистой кварцевой массе, в других – тонкое послойное его распределение с постепенными границами перехода, в третьих – кварц, альбит и хлорит распределены в породе довольно равномерно. Кремнистые туффиты образуют пласты мощностью от нескольких сантиметров до первых метров и часто ассоциируют с туфами и силицитами.

Химические анализы кремнистых туффитов (22 обр.) показали, что содержание SiO_2 колеблется от 85 до 70% при колебании значений Al_2O_3 от 6 до 13%; отношения SiO_2/Al_2O_3 варьируют между 15 и 5 (что приблизительно соответствует 75-50%-ным содержаниям свободной кремнекислоты); в боль-

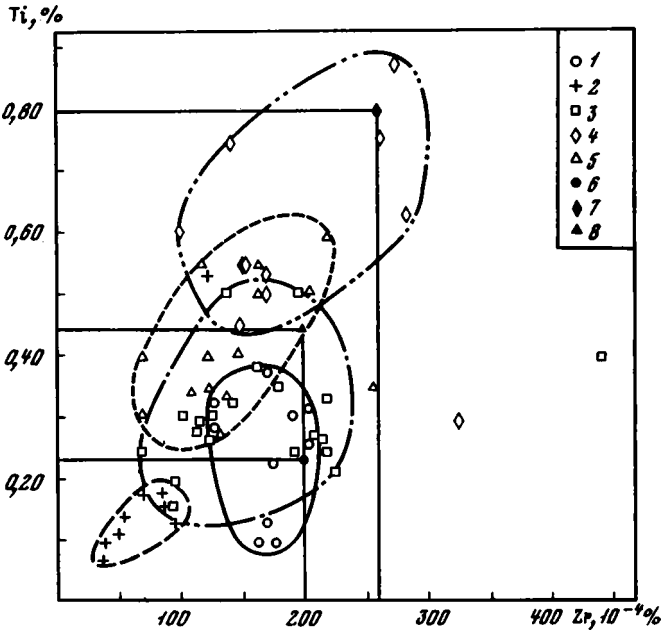


Рис. 17. Соотношение содержаний титана и циркония в породах терригенно-кремнисто-туфовой формации

1 – туфы; *2* – силициты; *3* – кремнистые туффиты; *4* – туффиты тонкообломочные; *5* – аргиллиты; *6–8* – кларки титана и циркония (по Виноградову) в породах: *6* – вулканических кислых, *7* – средних, *8* – осадочных

шинстве случаев Na преобладает над K. На графике соотношения Ti и Zr (см. рис. 17) видно, что содержания этих элементов в кремнистых туффитах колеблются около кларковых значений для кислых и осадочных пород, т.е. в их формировании принимала участие пирокластика кислого состава, к которой добавлялся кремнезем. В кремнистых туффитах с преобладнием пирокластической составляющей (ортотуффиты) отмечаются более высокие содержания Ti и Zr, и чем большую роль в их составе начинает играть кремнезем, тем ниже становятся эти показатели.

ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Терригенные породы представлены обломочными и глинистыми образованиями.

Обломочные породы. Среди них различаются мезомиктовые и полимиктовые.

Мезомиктовые песчаники и алевролиты включают слюдисто-кварцевую и аркозовую разновидности.

В составе первой (рис. 18, *а*) преобладает кварц (преимущественно мозаичный, характерный для гранитоидов, реже эффузивный), ему подчинены кислые плагиоклазы, единичные зерна калишпатов. Всегда присутствует слюда (мусковит, биотит), в одних образцах ее мало, в других – очень много. Встречаются зерна кварцитов и слюдяных сланцев. Спорадически и в незначительном количестве попадаются обломки осадочных пород (силициты, аргиллиты). Тяжелая фракция представлена гранат-цирконовой ассоциацией.

Главным породообразующим компонентом второй разновидности тоже является кварц, часто с мозаичным угасанием; ему подчинены кислые плагиоклазы и калишпаты (микроклин, калинатровый полевой шпат). Слюды очень мало, даже в алевролитах. Фракция акцессорных минералов небольшая и представлена магнетит-ильменит-цирконовой ассоциацией.

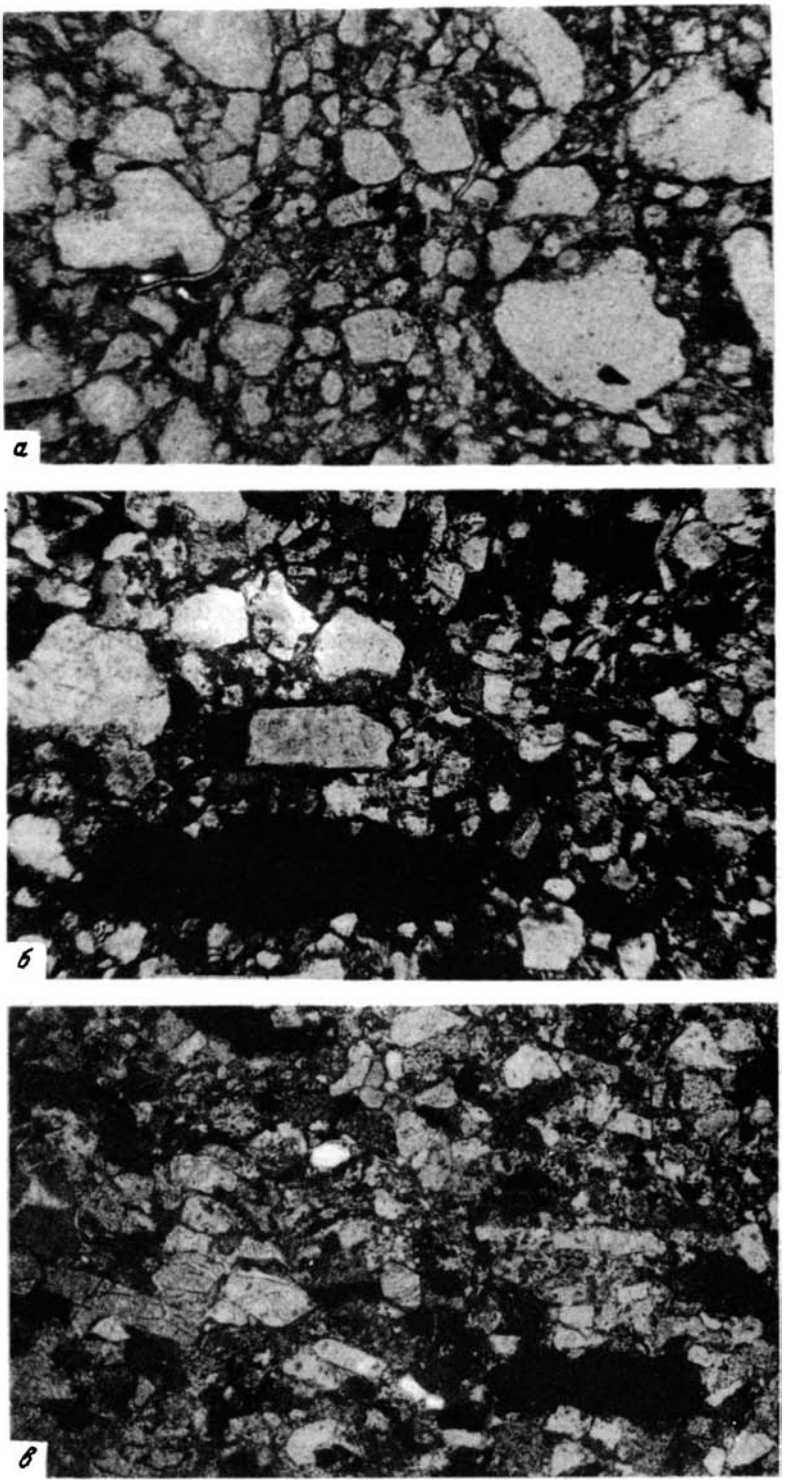


Рис. 18. Песчаники

а – мезомиктовый (слюдисто-кварцевый); *б* – полимиктовый; *в* – вулканотерригенный

Шлифы; увел.: *а, б* – 72, *в* – 20; ник. 1

В целом мезомиктовые породы отличаются плохой сортировкой материала; окатанность обломков разная, много хорошо окатанных зерен. Связующая масса скудная, слюдисто-хлоритовая.

Полимиктовые породы разнообразнее и по составу и по происхождению обломочного материала. Выделяются три их типа. Первый тип представлен песчаниками и алевролитами (см. рис. 18, *б*), состоящими из обломков разнообразных пород: эффузивных (кислые и основные), осадочных (силициты, аргиллиты, алевролиты) и метаморфических (кварциты, иногда слюдяные сланцы); всегда присутствуют кислые плагиоклазы и кварц (гранитоидный и эффузивный), количество которых от образца к образцу варьирует; единичны калишпаты; иногда встречается слюда (мусковит, реже биотит). Акцессорные минералы разнообразны. Их ассоциацию можно определить как циркон-эпидот-рудную.

Материал средне и плохо сортирован. Размер обломков от 0,05 до 0,5 мм, отдельные зерна достигают 2 мм. Окатанность зерен разная: от угловатых до хорошо окатанных. Цемент скудный: хлоритово-железистый и кварцево-хлоритовый. Часто обломки плотно прилегают друг к другу, иногда наблюдается инкорпарация плагиоклазов и кварца в аргиллитовые фрагменты.

Второй тип – вулканотерригенные породы – представлен конгломератами, гравелитами и песчаниками разнообразной структуры. Они состоят из продуктов разрушения кислых (см. рис. 18, *в*) и основных вулканических пород (вторая разновидность встречается крайне редко); преобладают соответствующие литические фрагменты (липариты и основные эффузивы); им подчинены плагиоклазы (альбит, олигоклаз, андезин) и кварц. Реже встречаются кварциты и обломки местных пород: аргиллиты, туфосилициты. Окатанность материала различная: кристаллические фрагменты неокатанные и угловато-окатанные, литические – полу- и хорошо окатанные. Сортировка материала средняя. Цемент скудный: хлоритовый и железисто-хлоритовый; для некоторых вулканотерригенных пород с преобладанием основных вулканитов характерен кальцитовый цемент – базальный пойкилитовый.

Эдафогенные породы сформировались в результате подводного размыва подстилающих образований, обломки которых являются их главным компонентом (рис. 19); это фрагменты туффитов, в разной степени кремнистых, зеленых и красных аргиллитов, иногда тонкообломочных туфов. В небольшом количестве встречаются плагиоклазы и кварц, изредка – обломки кислых и основных эффузивов и серпентинизированных пород. Акцессориев немного: это апатит-рудная ассоциация, иногда с роговой обманкой и хромшпинелью.

Материал сортирован средне или плохо; чем он грубее, тем хуже сортирован, обломки полуокатанны, глинистые фрагменты разнообразной формы и часто плоские. В песчаниках цемент скудный, либо породы бесцементны. Эдафогенные гравийно-галечные накопления характеризуются обилием связующей массы, либо глинистой, либо песчаной того же состава, что и крупные обломки, иногда с примесью пирокластики. Обломки от нескольких миллиметров до 20–30 см беспорядочно сгружены; встречаются глыбы и отторженцы от одного до нескольких метров. Все эти признаки позволяют определить гравийно-галечные накопления как микститы. Обычно мощность их достигает нескольких десятков метров. Ассоциируют они с аргиллитами, тонкими туффитами и туфами; иногда перекрываются гравийно-песчаными образованиями мощностью от 1 до 3–4 м, обладающими отчетливой градационной отсортированностью.

Текстурно-структурные особенности грубых накоплений, их своеобразный состав, ассоциация с тонкозернистыми породами позволяют отнести их к обвально-оползневым образованиям.

Глинистые породы. Они широко распространены в формации, особенно в кураганском комплексе, и представлены аргиллитами, зелеными и красными разнообразных оттенков. При выветривании дают щебенку, костыльчатую, оскольчатую, иногда плитчатую. Различаются чистые разности и алевритистые (алеврит представлен кварцем, чешуйками мусковита, полевыми шпатами и хлоритизированными фрагментами). Многие разности обогащены кремнеземом. Иногда встречаются радиолярии и граптолитовый детрит.

Рис. 19. Эдафогенный песчаник
Шлиф; увел. 20; ник. 1

По данным рентгеноструктурного анализа фракции < 0,001 мм выделяются три минеральные разновидности, которые внешне ничем не различаются. В первой – основным компонентом является диоктаэдрическая железистая слюда с небольшим количеством монтмориллонитовых пакетов (<10–20%), спорадически встречается триоктаэдрический хлорит; отмечается немного рентгеноаморфного вещества и кварца. Этот минеральный тип свойствен отложениям кураганского комплекса. Вторая разновидность сложена на 80% диоктаэдрической гидрослюдой и на 20% триоктаэдрическим Mg–Fe хлоритом с небольшим содержанием монтмориллонитовых пакетов; всегда присутствует много рентгеноаморфного вещества, отмечаются кварц и полевые шпаты. В третьей разновидности резко снижается содержание диоктаэдрической железистой гидрослюды (до 50–60%) и возрастает роль триоктаэдрического смешанослойного хлорит-монтмориллонитового образования с более высоким содержанием монтмориллонитовых пакетов (~30%); также отмечается много рентгеноаморфного вещества, кварца и полевых шпатов. Второй и третий минеральные типы аргиллитов распространены в косистекском комплексе.

Для аргиллитов характерны довольно высокие содержания марганца и железа. Содержания Ti и Zr колеблются около кларковых значений их для осадочных пород.

Аргиллиты наиболее широко развиты на севере зоны, слагая мощные монотонные разрезы. Они повсюду бескарбонатны и характеризуются довольно однородным составом на значительной площади, в них не наблюдается текстуры взмучивания и нет остатков бентосных организмов. В совокупности все эти признаки свидетельствуют об относительно глубоководных условиях формирования глин.

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ (СИЛИЦИТЫ)

Различаются два главных типа: силициты, тесно связанные с туфами, и яшмы.

Силициты первого типа обычно зеленые разных оттенков, криптокристаллические. Чистых разностей в формации немного, и обычно в породах есть примесь пирокластики (туфосилициты) и глины (глинистые силициты). Часто встречаются радиолярии и тонкие спикулы губок, иногда являющиеся основным породообразующим компонентом (радиоляриты, спонголиты). Остатки радиоля-

рий обычно представлены кварцевыми, реже халцедоновыми слепками, иногда последние состоят из альбит-кварцевого или хлоритового агрегата, очень редко они замещены кальцитом. В небольшом количестве встречаются рудные минералы: магнетит, пирит, реже лейкоксен. Текстура однородная (массивная) и горизонтальнослоистая, что обусловлено неравномерным распределением органических остатков. Силициты образуют пласты и линзы мощностью от нескольких сантиметров (иногда меньше) до первых десятков метров и ассоциируют с туфами, кремнистыми туффитами и аргиллитами.

Изучение вещественного состава пород, их взаимоотношений в разрезе и изменений по латерали показало, что наблюдаются два непрерывных седиментационных ряда: 1) силицит – туфосилицит – кремнистый туффит – туф; 2) силицит – глинистый силицит – кремнистый аргиллит – аргиллит.

Второй тип кремнистых пород – яшмы – стоят в этом отношении особняком. Они не являются закономерным членом указанных рядов и встречаются в очень различных ассоциациях (среди аргиллитов, туфов, спилитов). Мы не будем здесь давать их характеристику, так как они сходны с яшмами, развитыми в следующей формации, где имеют более широкое распространение.

Данные химических анализов силицитов (9 обр.) показали, что содержание SiO_2 в них не ниже 80% при значениях Al_2O_3 - 5%, отношения SiO_2/Al_2O_3 колеблются между 30 и 15 (т.е. нижний предел содержания свободной кремнекислоты равен 75%). Для туфосилицитов характерно преобладание Na над K, а для глинистых силицитов – K над Na. Содержания Ti и Zr очень низкие, вследствие чего на графике соотношения этих элементов (см. рис. 17) силициты занимают поле вблизи нулевой точки координат; среднее значение Ti/Zr близко к кларковому в осадочных породах. Наблюдаемая для различных типов тонкозернистых пород формации прямая корреляционная зависимость между содержаниями Ti и Zr в силицитах выражена наиболее четко.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ

Рассмотренный фактический материал иллюстрирует вещественный состав и латеральные изменения формации, в которой, как уже отмечалось, выделяются два комплекса: кураганский аргиллитовый и косистекский кремнисто-туфовый.

С запада на восток в формации устанавливаются три градации.

Западная градация – песчано-глинистая (см. рис. 13, разрезы 1, 2, 8) – сложена однообразной толщей красных и зеленых аргиллитов, часто алевритистых; отмечаются немногочисленные и маломощные прослои слюдисто-кварцевых и аркозовых алевролитов и песчаников; встречаются кремнистые туффиты. Количество и грубость терригенного материала закономерно увеличиваются в северном и северо-западном направлениях, и на севере в разрезах присутствуют мощные пласты грубых песчаников и гравелитов.

Центральная градация – кремнисто-глинистая (см. рис.13, разрезы 3, 4, 16) – образована аргиллитами, силицитами и кремнистыми туффитами; характерны тефрогенные андезитовые алевролиты и песчаники, количество которых заметно увеличивается вверх по разрезу, и в этом же направлении происходит нарастание кремнистости. Наряду с массивными и толстонапластованными породами встречаются тонко-горизонтальнослоистые (0,1-1,0 см). Слоистость обусловлена разным цветом пород, неодинаковым содержанием кремнезема, неравномерным обогащением алевролитом. В южном направлении в градации появляется больше массивных кремнистых пород и почти нет тефрогенных образований.

Рассмотренные градации образуют кураганский комплекс, третья (восточная) градация охватывает косистекский комплекс.

Восточная градация – кремнисто-туфовая – представлена тремя ассоциациями пород (подградации): туфовой, туффито-туфовой и глинисто-кремнистой (с востока на запад).

Существенно туфовая ассоциация пользуется ограниченным развитием на площади и относится к двум далеко расположенным друг от друга участкам зоны:

верховью р.Киндерля и низовью р.Косистек (см. рис. 13, разрезы 12, 19–22). Для нее характерно обилие пирокластики, как грубой, так и тонкой, липаритовой и дацитовой (лишь в силурийской части разреза начинает преобладать андезитовый материал); присутствие тефроидов (переработанная пирокластика), обломочных и кремнистых туффитов, аргиллитов и яшм. На южном участке развиты песчано–галечные эдафогенные и вулканотерригенные накопления. Частое переслаивание пород разной гранулометрии обусловливает четкую стратификацию отложений. Как правило, здесь встречаются ритмично построенные пачки: грубо–крупнообломочные несортированные туфы (до 3, реже 8 м) перекрываются средне–мелкообломочными, а затем тонкими витрическими разностями; венчается ритм кремнистыми туффитами; в тонких породах отмечаются тонкая горизонтальная, косая и слабоволнистая слоистость, текстуры оползания и встряхивания. Иногда отдельные части ритма выпадают. В одних частях разреза такие ритмы следуют друг за другом, в других – они разделены пластами эдафогенных конгломератов, вулканотерригенных и тефрогенных песчаников, аргиллитов и яшм.

Наиболее широко распространена туффито–туфовая ассоциация (см. рис. 13, разрезы 10, 11, 13–15, 18). Ведущая роль в составе слагающих ее пород также принадлежит пирокластике, но гранулометрически она значительно тоньше, грубые накопления редки и приурочены к небольшой по мощности части разреза; характерны тефрогенные песчаники, спорадически развиты слюдисто–кварцевые и вулканотерригенные; велико значение туффитов, особенно кремнистых. В целом ассоциация монотонна, четкая стратификация отмечается лишь в отдельных маломощных ее частях.

Глинисто–кремнистая ассоциация (см. рис.13, разрезы 5–7, 9, 17) сложена тонкими туффитами и витрическими туфами, туфосилицитами, содержащими иногда прослои красных яшм и аргиллитов. Породы неслоистые, толсто– и средненапластованные; тонкая горизонтальная слоистость встречается редко.

Ассоциации восточной градации отображают латеральную изменчивость косистекского комплекса, которая в основном определяется местом формирования отложений относительно источника пирокластического материала. Ближе к эксплозивным вулканам формировалась туфовая ассоциация, дальше от них – туффито–туфовая, сменяющаяся глинисто–кремнистой. Наличие двух разобщенных районов развития туфовой ассоциации позволяет считать, что существовало два вулканических центра. Это определило сложное, "двумодальное", строение формации.

Верхняя и нижняя границы формации в большинстве случаев тектонические; в тех редких случаях, когда сохраняются нормальные стратиграфические контакты, удается наблюдать постепенные, но очень быстрые переходы ее в перекрывающие отложения. Верхняя возрастная граница формации скользящая, "омолаживающаяся" к югу (ранний лландовери – на Абишевском участке, поздний лландовери – на Косистекском).

ЭФФУЗИВНО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Породы формации распространены особенно широко, слагая основную часть аллохтона. В формацию, как указывалось, объединены три комплекса пород: сакмарский фтанитовый, херсонковский кремнеобломочный и сугралинский эффузивный.

Абишевский участок. Напомним, что здесь установлены две пластины, в верхней присутствуют отложения сакмарского и херсонковского комплексов, в нижней – эффузивы блявинской свиты. Последние не рассматриваются, так как они лучше представлены в более южных районах.

Сакмарский комплекс – это довольно однообразная толща темных, почти черных фтанитов и глинисто–кремнистых сланцев. В сланцах встречаются грап–

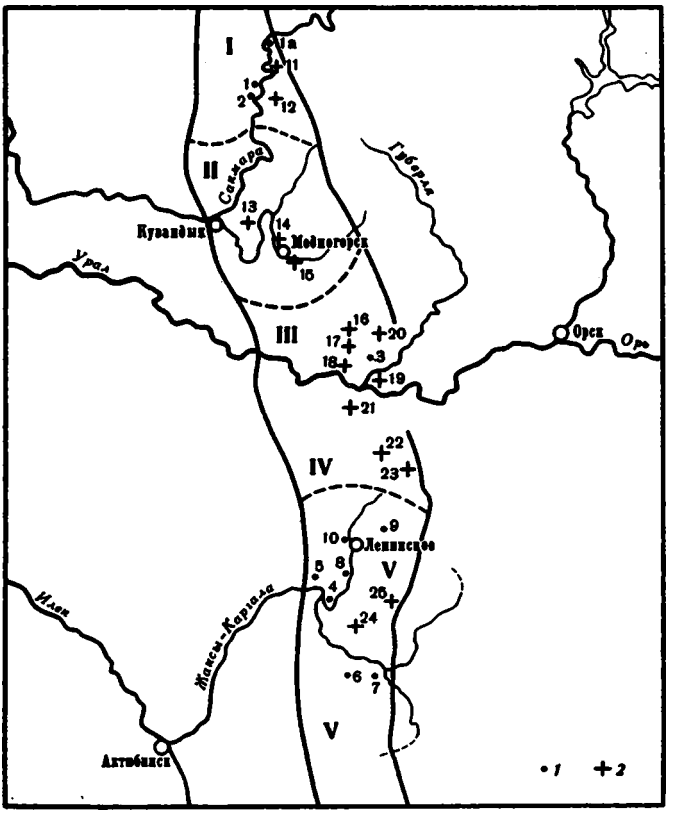


Рис. 20. Схема расположения рассматриваемых разрезов сакмарского (*1*) и херсонковского (*2*) комплексов

Цифры (1–25) – номера разрезов, см. рис. 21 и 22

Участки: I – Абишевский, II – Кувандык–Медногорский, III – Чебаклинский, IV – Медесский, V – Косистекский

толиты, характерные для интервала средний лландовери – верхний венлок. Послойный разрез всего комплекса составить нельзя из-за мелкой складчатости и многочисленных надвигов и срывов, но хорошая обнаженность позволяет судить о его составе и строении. Для характеристики комплекса приведем разрез, составленный на левобережье Сакмары у дер. Большое Абишево (рис. 20 и 21, разрез 1). Здесь породы смяты в лежачие изоклинальные складки, и последовательность слоев оказалось возможным установить только после определения граптолитов.

	Мощность, м
1. Фтаниты, внизу толстонапластованные с причудливыми фосфоритовыми конкрециями, кверху переходящие в тонкоплитчатые . .	25,0
2. Такая же пачка: внизу фтаниты толсто- и среднеплитчатые, вверху – тонкоплитчатые	11,5
3. Чередование толсто-, средне- и тонкоплитчатых фтанитов. В первых много крупных (до 10 см в поперечнике) фосфоритовых конкреций и тонких линзовидных прослоек	10,0
4. Средне- и тонкоплитчатые фтаниты с прослоями (5–20 см) глинисто-кремнистых сланцев и черных аргиллитов. В сланцах граптолиты верхнего лландовери: *Retiolites* sp., *Gliptograptus* sp., *Monograptus* ex gr. *priodon* (Boun), *M.* ex gr. *proteus* (Barr.)	около 50
5. Толстоплитчатые фтаниты с овальными и прихотливыми фосфоритовыми конкрециями, переходящие вверх по разрезу в среднеплитчатые (3–15 см) разности почти без конкреций	12,5

	Мощность, м
6. Толстоплитчатые фтаниты (0,4–0,6 м), разделенные небольшими (5–15 см) тонкоплитчатыми и сланцеватыми глинистыми разностями. Опять в относительно мощных пластах много фосфоритовых конкреций (5–7 см в поперечнике) и тонких (0,5–3 см) линзочек, располагающихся цепочками. Фосфоритовые образования распределены неравномерно, и на некоторых уровнях наблюдается их сгущение. Они встречаются и внутри пластов и на их поверхности	23,0
7. Чередование фтанитов (5–10 см) и тонкоплитчатых или листоватых глинистых фтанитов (2–10 см)	26,0
8. Глинисто-кремнистые сланцы с прослоями фтанитов (<5 см). Граптолиты: *Retiolites* sp., *Monoclimacis* sp., *M.* ex gr. *crenclata* Törnq., *Oktavites* ex gr. *spiralis* (Geinitz); они характерны для верхнего лландовери, для слоев, пограничных с венлоком .	12,0
9. То же, но фтанитовых слоев больше, они мощнее (до 15 см), и в них появляются мелкие фосфатные конкреции и линзочки..	7,0
10. Тонкоплитчатые фтаниты с отдельными более мощными (20–30 см) слоями	8,0
11. Фтаниты толсто- и среднеплитчатые (10–60 см) с пропластками (5 см) тонкоплитчатых, глинистых; фосфатные линзочки . .	9,0
12. То же, что в слое 10	6,0
13. То же, что в слое 11	9,0

Видимая мощность описанных пород около 200 м, и соответствует она части лландоверийского и части венлокского ярусов. Такие же отложения широко распространены и в других местах, причем среди них есть и верхневенлокские. Остатки граптолитов обычно сосредоточены в тонкоплитчатых глинисто-кремнистых пачках, которые присутствуют во всем разрезе комплекса, но на некоторых уровнях имеют значительную мощность и выдержанность. Так, например, пачка, соответствующая слою 8 приведенного разреза, достигает местами 40 м и развита почти повсюду на Абишевском участке, что доказывается определенным комплексом граптолитов. Б.М.Садрисламовым (1974) она выделена в особый горизонт – дэяутюбинский. Однообразный, монотонный облик сакмарского комплекса местами нарушается. Отмечаются фациальные изменения двух типов.

1. В районе дер.Акъюлово на левобережье Сакмары (см. рис. 20, 1а) в толще фтанитов появляются редкие, но мощные (до 6 м) пласты аркозовых песчаников разной зернистости, до гравийных. Здесь же присутствуют алевролиты, тонко переслоенные фтанитами. Терригенные породы распределены неравномерно, образуя сгущения, разделенные мощными пачками сплошных средне- и толстонапластованных фтанитов. В этом же разрезе встречаются пласты известковых фтанитов и тонкозернистых темно-серых кремнистых известняков. Мощность обнаженной терригенно-фтанитовой толщи около 200 м. Определимых остатков фауны в ней не встречено, поэтому не ясно, к какой части комплекса она относится. Облик отложений и присутствие в некоторых фтанитовых слоях граптолитового детрита указывают, что эта толща является частью сакмарского комплекса.

2. У дер. Малое Абишево наблюдается другой тип изменения. Обрыв берега Сакмары у деревни представляет почти сплошное обнажение пород, пласты которых наклонены к юго-востоку. На первый взгляд – это единый разрез. Однако сборы органических остатков и изучение контактов показывают, что здесь присутствует несколько пачек, находящихся в тектонических соотношениях. Составить полный разрез нельзя, но можно выявить характер изменения отложений. Среди типичных фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев с граптолитами появляются мощные (до нескольких метров) пачки и пласты голубовато-серых кремней, а также красных и зеленых яшм. В черных сланцах встречены граптолиты верхнего лландовери и нижнего лудлова.

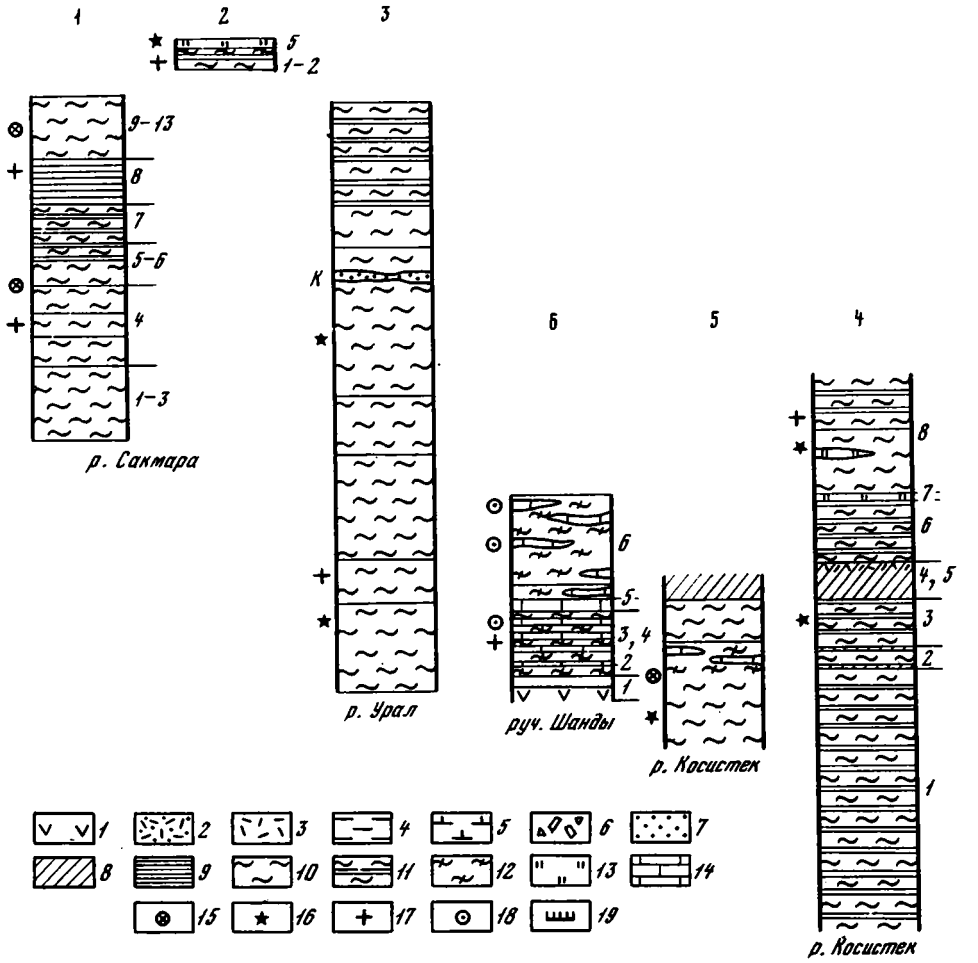
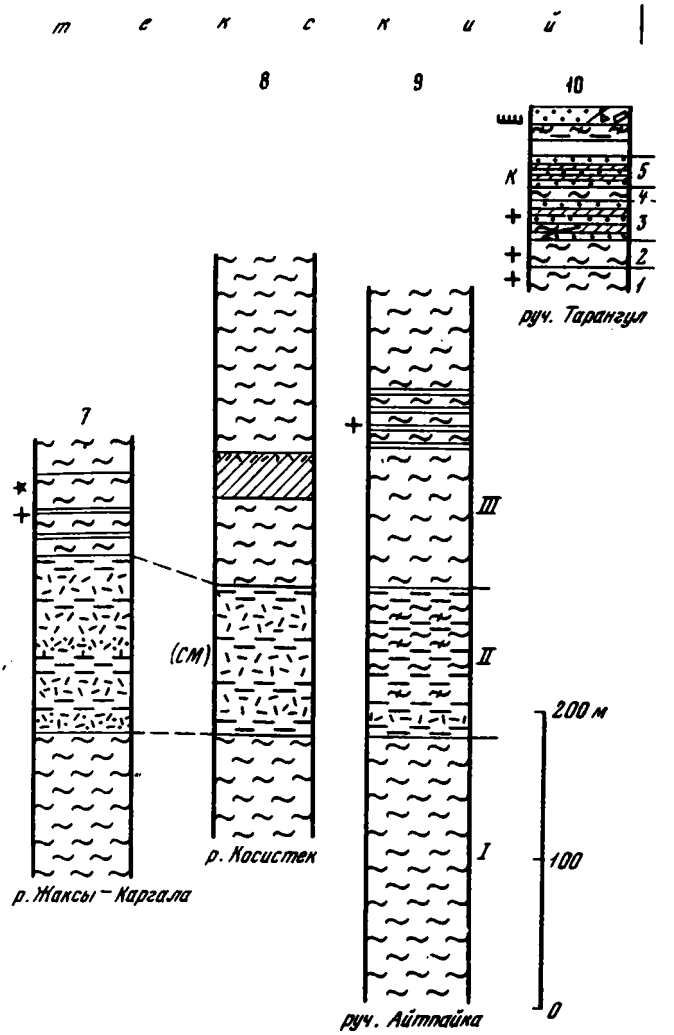


Рис. 21. Разрезы (1–10) сакмарского комплекса на разных участках

1 – эффузивные породы; *2* – туфы грубо- и среднезернистые; *3* – туфы мелкозернистые; *4* – туффиты; *5* – пеплистые силициты; *6* – кремневые брекчии; *7* – песчаники; *8* – аргиллиты и глинистые сланцы; *9* – глинисто-кремнистые сланцы; *10* – фтаниты; *11* – чередование фтанитов и глинистых слан-

Ниже приводится разрез лудловской пачки (см. рис. 21, разрез 2).

	Мощность, м
1. Чередование среднеплитчатых фтанитов с кремнисто-глинистыми сланцами. Во фтанитах фосфатные и пиритные микростяжения . .	3,0
2. Чередование фтанитов и зеленовато-серых силицитов с большим количеством радиолярий; много пирита	2,0
3. Глинистые и глинисто-кремнистые сланцы с линзами (5–6 см) и прослоями (1–2 см) фтанитов, местами радиоляриевых. Много стяжений пирита. В сланцах нижнелудловские граптолиты: *Sactograptus (Colonograptus)* sp. indet., *Pristograptus* sp., *Bohemograptus bohemicus* (Barr.), *Neodiversograptus* cf. *nilssoni* (Barr.)	5,5



цев; *12* – зеленые и серые силициты; *13* – яшмы; *14* – известняки; *15* – фосфатные конкреции; *16* – радиолярии; *17* – граптолиты; *18* – цефалоподы; *19* – растительный детрит

Буквы слева: *К* – кремнеобломочные породы; *(СМ)* – смешанный состав туфов. Римские цифры – номера пачек; арабские – номера слоев в разрезах, описываемых в работе

Мощность, м

4. Радиоляриты голубовато-зеленые, плитчатые (2–10 см) с тонкими (1–2 см) прослоями кремнистых аргиллитов. Местами в породе много окисленных кристаллов сидерита. Радиолярии имеют хорошую сохранность и относятся к самым верхам силура или нижнему девону 4,0
5. Яшмы радиоляриевые красные, зеленые и голубовато-серые, плитчатые, с тонкими прослойками красных и зеленых аргиллитов. Породы перемяты . . . . . около 4,5

Почти непосредственно на яшмы слоя 5 налегает (с тем же падением) пачка мощностью 6 м темных глинистых сланцев с частыми прослоями и линзами (1–15 см) фтанитов. В сланцах – граптолиты верхнего лландовери [*Petograptus tenuis* (Barr.), *Monograptus marri* Perner, *Streptograptus* sp.]. Таким

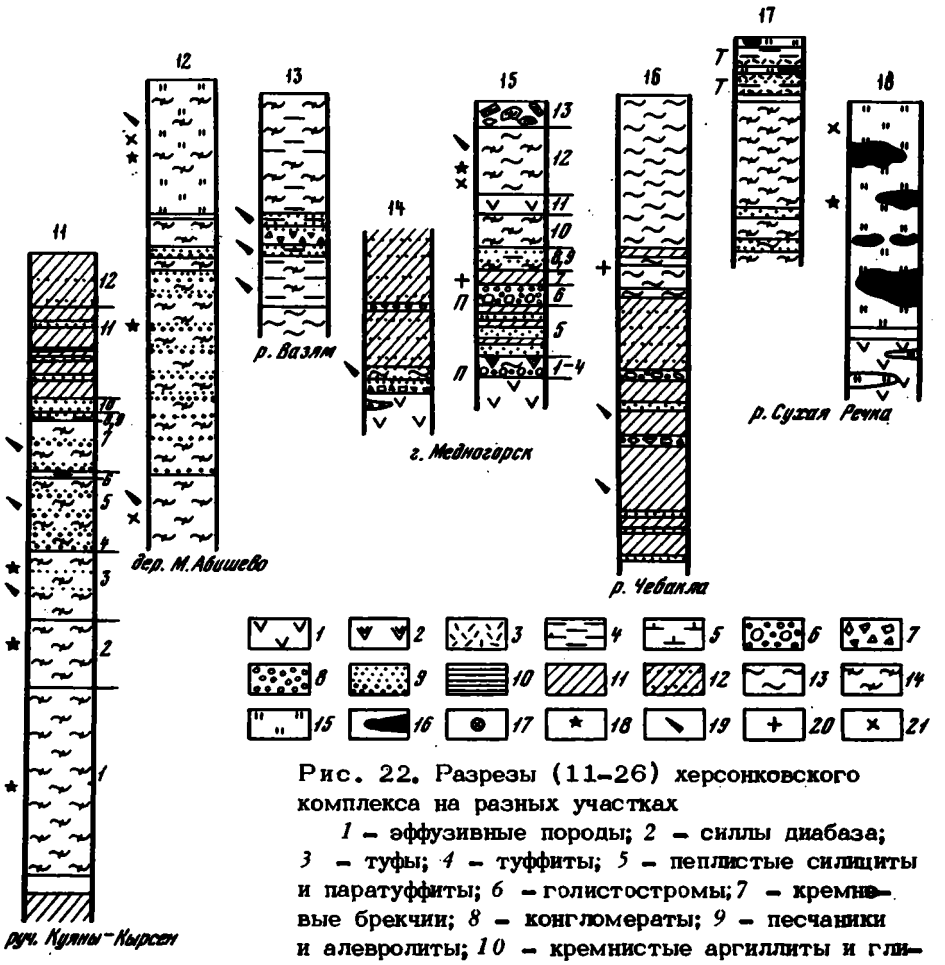


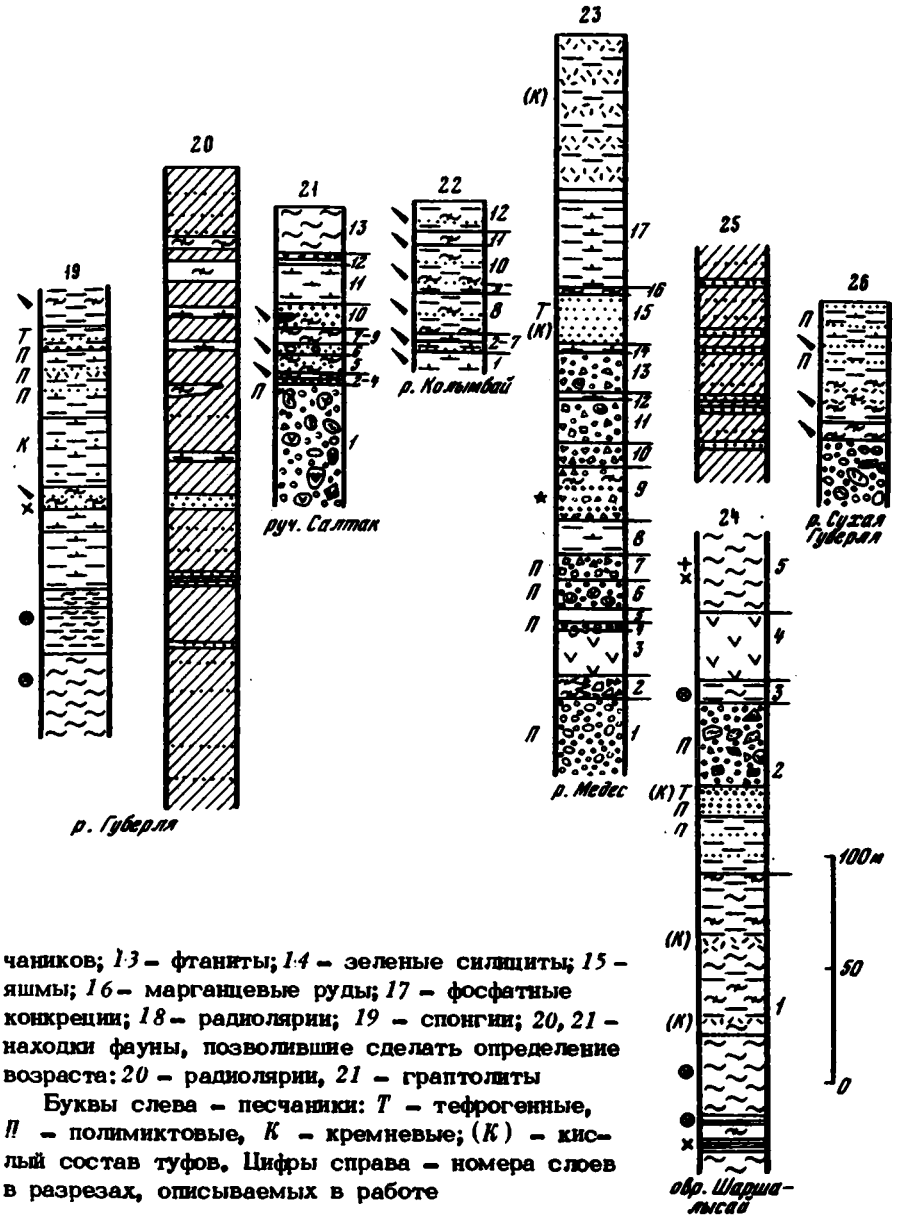
Рис. 22. Разрезы (11–26) херсонковского комплекса на разных участках

1 – эффузивные породы; *2* – силлы диабаза; *3* – туфы; *4* – туффиты; *5* – пеплистые силициты и паратуффиты; *6* – голистостромы; *7* – кремневые брекчии; *8* – конгломераты; *9* – песчаники и алевролиты; *10* – кремнистые аргиллиты и глинисто-кремнистые сланцы; *11* – аргиллиты и глинистые сланцы; *12* – аргиллиты с прослоями пес-

образом, между яшмами и сланцевой пачкой контакт тектонический, по которому приведены в соприкосновение толщи, сильно различающиеся по возрасту.

Над сланцами лежат зеленые и красные яшмы, внутри толщи которых наблюдаются разрывные нарушения, брекчирование и мелкие складки. В некоторых частях разреза зеленые яшмы переслоены черными аргиллитами, характерными для фтанитовых толщ. В яшмах нет органических остатков, точно датирующих возраст, но в районе дер.Малое Абишево широко развиты такие же яшмы с радиоляриями лудлова (данные Б.М. Садрисламова); вероятно, и рассматриваемые яшмы – лудловские.

Таким образом, в приведенном разрезе фтаниты и черные кремнисто-глинистые сланцы присутствуют совместно с яшмами, что наблюдается редко, обычно они пространственно разобщены. Херсонковский комплекс состоит из трех толщ (рис. 22, разрезы 11, 12). Нижняя (около 150 м) – темно-зеле-



чаников; *13* – фтаниты; *14* – зеленые силициты; *15* – яшмы; *16* – марганцевые руды; *17* – фосфатные конкреции; *18* – радиолярии; *19* – спонгии; *20, 21* – находки фауны, позволившие сделать определение возраста: *20* – радиолярии, *21* – граптолиты

Буквы слева – песчаники: *Т* – тефрогенные, *П* – полимиктовые, *К* – кремневые; (*К*) – кислый состав туфов. Цифры справа – номера слоев в разрезах, описываемых в работе

ные силициты, встречающиеся и в сакмарском комплексе, но имеющие там подчиненное значение; средняя (100–150 м) – чередование кремневых песчаников, аргиллитов и силицитов; верхняя – зеленовато-серые силициты и пестрые (красные, зеленые) яшмы. Спорадически в разрезе присутствуют пачки фтанитов, а местами появляются отложения, обогащенные мелкой пирокластикой (туффиты).

Для комплекса особенно характерны специфические кремнеобломочные породы (обычно кремневые песчаники), чередующиеся с черными, в разной степени кремнистыми аргиллитами. Одни части разреза более насыщены песчаниками, пласты которых достигают 0,5–2,5 м и разделены небольшими тонкослоенными песчано-аргиллитовыми пакетами, другие не содержат мощных песчаных пластов и состоят из более равномерного чередования песчаников и аргиллитов.

Для характеристики комплекса приводится описание разреза, составленного на левобережье Сакмары, на возвышенностях к северу от руч.Куяны-Кырсен (см. рис. 22, разрез 11).

	Мощность, м
I. Кремнистая толща (140 м)	
1. Силициты темно-зеленые, средне- и мелко-, реже толстонапластованные, прослоями в них много радиолярий	80,0
2. Те же породы, но более тонконапластованные, часто микрослоистые	30,0
3. Силициты микрослоистые, иногда радиоляриевые, иногда спонгиевые. В верхней части пачки среди них появляются алевролиты* и аргиллиты	30,0
II. Песчано-туффито-спонголитовая толща (58 м)	
4. Ритмичное чередование мелкозернистых песчаников, переходящих кверху в алевритистый силицит, сменяющийся тонким переслаиванием алевритистого силицита и кремнистого аргиллита. Толщина пластов 5-15 см	2,5
5. Чередование песчаников и глинистых силицитов, прослоями обогащенных пеплом и тонкими спикулами губок. Песчаники различной зернистости с градационным распределением материала в слоях	25,0
6. Кремнистый туффит голубовато-серый, кристалловитрокластический с тонкими спикулами губок	1,0
7. Ритмичное чередование песчаников с градационным распределением материала (5-20 см), спонгиевых слабокарбонатных силицитов (до 20 см) и в разной степени кремнистых аргиллитов (до 15 см), в которых присутствуют тонкие (1-3 см) прослои алевролитов и песчаников. Для всех пород характерно некоторое обогащение "чуждым" терригенным компонентом, представленным кварцем, плагиоклазами и слюдой (мало)	25,0
8. Кремнистый туффит, как в слое 6	1,0
9. То же, что в слое 7	3,0
III. Песчано-аргиллитовая толща (72 м)	
10. Песчаники в нижней части крупно- и среднезернистые, в верхней - средне- и мелкозернистые. Песчаные пласты разделены небольшими алеврито-аргиллитовыми пакетами	6,0
11. Аргиллиты черные и зеленые, иногда алевритистые с частыми и неравномерно распределенными слоями мелко- и среднезернистых песчаников (от 1 до 30 см). В толще выделяется несколько мощных (0,5-1,5 м) грубозернистых песчаных пластов с градационным распределением материала, содержащих в нижней части примесь гравия и мелкой гальки	40,0
12. Алевролитово-аргиллитовая пачка с редкими прослоями (до 10-20 см) средне- и мелкозернистых песчаников	26,0

Общая видимая мощность слоистой обломочной части херсонковского комплекса около 120 м, а всего разреза - около 270 м. Верхи комплекса здесь отсутствуют.

В разрезе обнаруживается известная тенденция к смене отложений. Начинается он кремнистой толщей, вверху которой появляются аргиллитовые и песчаные прослойки. Выше развита песчано-аргиллито-кремнистая пачка, несколь-

*При характеристике херсонковских отложений, там, где не указан минеральный состав обломочных пород, имеются в виду кремнеобломочные разности.

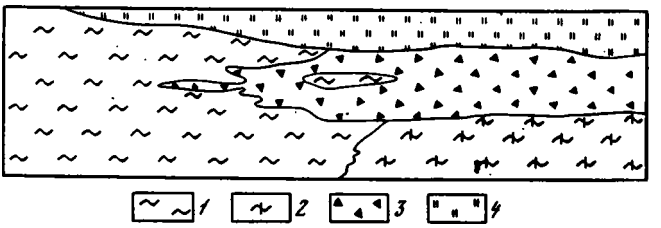


Рис. 23. Схема, иллюстрирующая соотношение пород сакмарского и херсонковского комплексов на Абишевском участке

1 – фтаниты; *2* – темно-зеленые силициты; *3* – кремнеобломочные породы; *4* – яшмы

ко обогащенная мезомиктовым терригенным материалом и пеплом. Кверху количество кремнезема уменьшается и увеличивается количество обломочного и глинистого материала.

Местами, например, к востоку от дер.Малое Абишево, средняя часть комплекса "обогащена" силицитами, несколько преобладающими над песчано-аргиллитовой составляющей (см. рис. 22, разрез 12).

Сакмарские и херсонковские отложения распространены в одном районе в результате тектонического совмещения, но первично они были пространственно разобщены. Между ними улавливаются взаимопереходы, выраженные в появлении сакмарского типа пород в херсонковском комплексе, и наоборот. Так, например, по р.Ваязям среди аргиллитово-кремнеобломочных отложений присутствует пачка фтанитов с фосфатными конкрециями, а на правобережье р. Сакмара ниже дер. Акьюлово во фтанитовой толще есть слои кремневых песчаников, гравелитов и брекчий. Темно-зеленые силициты, слагающие низы херсонковского комплекса, встречаются в подчиненном количестве и в сакмарском, а яшмы, часто залегающие вверху херсонковского разреза, изредка прослеживаются и в пределах развития сакмарских фтанитов (Малое Абишево). В целом примерное соотношение комплексов иллюстрирует схема, изображенная на рис. 23.

Кувандык-Медногорский участок. Распределение отложений различных комплексов в пластинах и структурах показано в табл. 3.

Сакмарский комплекс присутствует в нижней и средней пластинах; его состав здесь несколько различен. В нижней пластине это обычные однообразные сланцево-фтанитовые толщи. Местами видно их согласное налегание на новокурскую толщу. В средней пластине сакмарский комплекс имеет более сложное строение. Его отложения сохранились в виде небольших полей среди выходов других толщ и имеют с ними тектонические контакты. Несмотря на фрагментарное развитие, эти выходы имеют большое значение, так как отражают фациальную связь с другими комплексами. Это выражается в изменении самих фтанитов, которые в некоторых пачках постепенно теряют типичный облик, переходя в темно-зеленые силициты; последние, в свою очередь, иногда сменяются массивными кливажированными кремнистыми туффитами с налетами гидроокислов марганца, а иногда переходят в темно-зеленые и красные яшмы. Мы видели, что такие породы характерны для верхней толщи херсонковского комплекса. Кроме того, среди фтанитов здесь иногда появляются кремнеобломочные породы, что еще больше увеличивает сходство с херсонковскими отложениями. Иногда в разрезах наблюдаются породы другого типа: зеленые рассланцованные аргиллиты, туффиты и гефроиды липаритового, андезитового и смешанного состава. Такие отложения среди сакмарских фтанитов можно видеть, например, на возвышенностях северо-западнее дер. Нижнее Угягулово (рис. 24). Пачка андезитовых гефроидов здесь имеет мощность 20-30 м.

Херсонковский комплекс распространен широко. Хорошие его обнажения наблюдаются в районе г.Медногорска. Приведем разрез, составленный по пра-

Таблица 3

Распределение комплексов в тектонических пластинах и структурах

Пластины	Комплексы	Структуры *		
		1	2	3
3	Утягуловский Сугралинский			
2	Сакмарский			
	Херсонковский (сугралинский?)			
	Косистекский			
	Кураганский			
1	Сакмарский			
	Кураганский			

*1– Сакмаро-Кидрясовская антиклинальная зона; 2 – Блявинская и Утягуловская мульды; 3– Чураевская антиклинальная зона. Здесь и далее штриховка – присутствие соответствующих отложений.

вому берегу Бливы у дер. Усерган (см. рис. 22, разрез 15). Херсонковские отложения здесь со стратиграфическим контактом залегают на спилитах и вариолитах, вмещающих тела диабазов, и состоят из двух толщ: песчано-аргиллитовой и аргиллитово-силицитовой.

Мощность, м

I. Песчано-аргиллитовая толща (46 м)

1. Конгломерат несортированный, гравийно-галечный с плохо окатанными валунами (до 30 см). Обломки исключительно спилитовые и диабазовые 1,0
2. Перерыв в обнажении 3,0
3. Силициты темно-серые, рассланцованные 2,0
4. Диабаз сильно измененный (силл) 2,5
5. Песчаники полимиктовые, но с большим количеством кремневых обломков, переслоенные аргиллитами. Отложения неравномерно наслоены. Песчаники образуют мощные (1–2,5 м) пласты, разделенные пакетами, в которых песчаные слои (2–20 см) чередуются с аргиллитами (1–50 см). Чем мощнее песчаный слой, тем более грубый материал его слагает, причем от подошвы к кровле происходит уменьшение размерности зерен 22,0
6. Микстит, состоящий из слабо обработанных обломков зеленокаменных и кремнистых пород, заключенных в рыхлой связующей массе. Размер обломков – от долей сантиметра до метра. Связующая масса образована хлоритизированным глинистым веществом и тонко перетертым обломочным материалом того же состава, что крупные обломки. Микстит налегает на аргиллит и

	Мощность, м
в нижней части содержит аргиллитовые линзы. Кверху количество крупных обломков уменьшается	10,0
7. Аргиллиты темно-серые с прослоями и линзами кремневых гравелитов, песчаников и алевролитов. В аргиллитах присутствуют граптолиты нижнего лудлова (*Saetograptus* ex gr. *chimaera* (Barr.) . .	5,5

II. Аргиллитово-силицитовая толща (~70 м)

8. Силицит темно-серый, участками брекчированный	0,5
9. Песчаники массивные с прослоями аргиллитоподобных туффитов (породы разрушены)	10,0
10. Силициты зеленовато- и желто-серые среднеплитчатые; встречаются тонкие прослои алевритистых аргиллитов	10,0–15,0
11. Спилит миндалекаменный	7,0
12. Чередование фтанитов и зеленых алевритистых хлоритово-кремнистых спонголитов с радиоляриями верхов лудлова – нижнего девона (*Asterocatactinia* sp. aff. *crassara* Naz.)	30,0
13. Кремнистые брекчии оползневого типа.	8,0–10,0

Нижняя толща хорошо обнажена в 8–10 км севернее рассмотренного выхода (см. рис. 22, разрез 14). Она здесь заметно отличается появлением чередования зеленых плитчатых кремневых алевролитов и спонголитов. Довольно много в разрезе и кремневых брекчий.

В 10–12 км западнее (район дер. Ишмуратова) среди херсонковских отложений преобладают зеленовато- и голубовато-серые кремни, в нижней части сменяющиеся фтанитами. Кремнеобломочные породы имеют подчиненное значение (см. рис. 22, разрез 13).

Сугралинский комплекс развит в виде довольно крупных сплошных полей, относящихся к третьей пластине, а также в виде небольших "пятен" среди других отложений; в последнем случае структурное положение эффузивов не ясно: иногда это остатки сильно смятой и эродированной третьей пластины, а иногда их можно отнести ко второй, как мы видели, имеющей сложное фациальное строение. Проследим состав комплекса в широтном направлении.

1. В самой западной полосе, к северу от г. Кувандыка, рисунок распространения эффузивов очень сложен: среди них много "пятен" (размером от 200–300 м до 1–1,5 км) серпентинитов, сакмарских и верхнедевонских кремней, туфовых пород косистекского типа, а также субвулканических тел кератофиров и диабазов.

Основной составляющей комплекса здесь являются зеленокаменно измененные спилиты, изредка с вариолитовой структурой, и различно раскристаллизованные диабазы, многие из которых являются комагматичными интрузивными образованиями. Иногда спилиты гематитизированы и среди них присутствуют "шишки" яшмокварцитов. Обычно породы плотные, реже миндалекаменные. Как

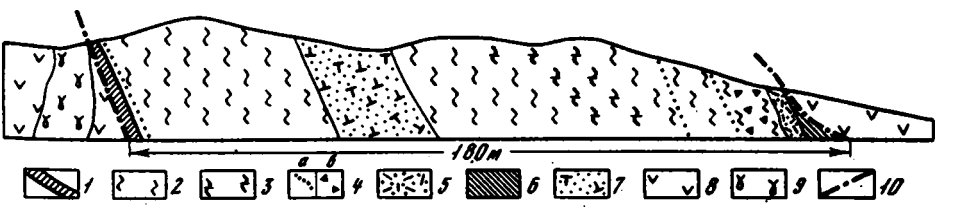


Рис. 24. Профиль через участок, сложенный сакмарским комплексом средней пластины

1 – яшмы; *2* – фтаниты; *3* – темно-зеленые кремни; *4* – кремнеобломочные породы (*а* – песчаники, *б* – брекчии); *5* – липаритовые тефроиды; *6* – аргиллиты, кремнистые туффиты:, *7* – андезитовые тефроиды; *8* – диабазы (сугралинский комплекс); *9* – серпентиниты; *10* – тектонический контакт

правило, эффузивы не стратифицированы, но изредка, например у пос. Ново-Курского, можно наблюдать чередование пластов (0,5–1,5 м) массивных и подушечных спилитов с рыхлыми измененными гиалокластитами. Мощность таких стратифицированных пачек около 40 м.

Среди полей развития эффузивов встречаются в резко подчиненном количестве различные осадочные породы и туфы. Их соотношение с эффузивами не всегда ясно и иногда может рассматриваться как тектоническое или даже случайное (спроектированные глыбы), но часто оно отчетливо "стратиграфическое". Среди эффузивов развиты пласты (3–5 м) яшм и небольшие горизонты темно-серых силицитов и фтанитов; эти породы прослеживаются на значительное расстояние, образуя складки. Кроме того, здесь присутствуют оливково- и голубовато-зеленые липаритовые туфы и гуффиты, причем в некоторых обнажениях видно их чередование с основными эффузивными породами.

Так, на возвышенностях между двумя истоками руч. Бискужа записан следующий разрез (с юго-запада на северо-восток):

	Мощность, м
1. Диабаз, довольно крупно раскристаллизованный	
2. Спонголит хлоритово-кремнистый	3,0
3. Спилит	100–200
4. Липаритовый тефроид, внизу гравийной, вверху мелкопесчаной размерности	2,3
5. Туффит зеленый кремнисто-хлоритовый	0,4
6. Туффит хлоритово-кремнистый, микрослоистый со спикулами губок	0,5
7. Спилит, неравномерно гематитизированный	10,0–12,0
8. Перерыв в обнажении (по-видимому, спилиты)	30,0
9. Туффит хлоритово-кремнистый, плитчатый, по кливажу окрашенный гидроокислами марганца	5,0
10. Спилиты	

Все слоистые породы разреза наклонены на северо-восток и прослеживаются по простиранию на 200–300 м; нет сомнения в том, что они развиты среди лав.

В полях распространения спилитов изредка встречаются глыбообразные и линзовидные выходы кварцевых песчаников. Их истинное соотношение с эффузивами не ясно.

2. Восточнее, между деревнями Нижнее и Верхнее Утягулово (Утягуловская мульда), а также южнее, до коленообразного изгиба р. Курган, эффузивы слагают обширные поля. Они представлены различно раскристаллизованными диабазами, часто с сульфидной вкрапленностью, и спилитами, обычно плотными, реже миндалекаменными, местами гематитизированными. Очень редко в них попадаются фосфатные прожилки.

Среди эффузивов развиты небольшие пачки и пласты осадочных пород и туфов: 1) сакмарских фтанитов с лландоверийскими граптолитами, 2) кремневых брекчий и гравелитов с прослоями фтанитов, 3) липаритовых пемзово-кристаллокластических туфов и тефроидов, чередующихся с туффитами, спонголитами и черными глинисто-кремнистыми сланцами, 4) зеленокаменных граувакк и конгломератов. Таким образом, в эффузивном комплексе присутствуют отложения, характерные для сакмарского и херсонковского комплексов, а также продукты размыва самих эффузивов. Кроме того, попадаются отторженцы массивных кварцевых песчаников размером до нескольких метров.

3. Большое развитие породы комплекса имеют в Блявинской мульде. На основании детальных работ, сопровождаемых бурением (Яковлев и др., 1965; Кропачев и др., 1973), здесь выделены две свиты: блявинская и херсонковская общей мощностью до 4000 м; среди эффузивов присутствуют кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты, с граптолитами различных горизонтов силура (от среднелландоверийских до верхнелудловских). Обе упомянутые свиты мы включаем в сугралинский комплекс. Особенно хорошо его по-

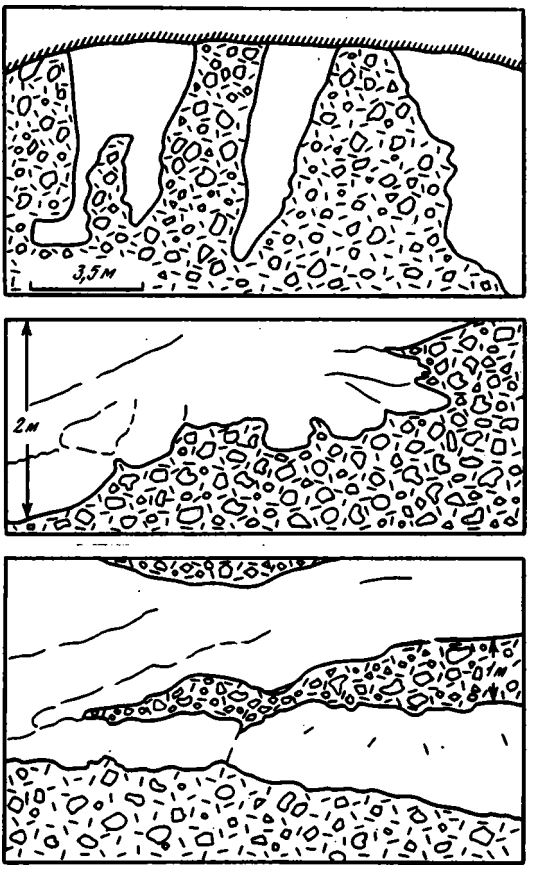


Рис. 25. Различные типы контактов спилитовых подушечных гиалокластических брекчий и кератофиров (светлое)

Зарисовки обнажений в железнодорожных выемках между ст. Блява и г. Медногорском

роды обнажены на восточном крыле мульды, где они вскрыты железнодорожными выемками. Основной составляющей комплекса являются зеленокаменно измененные спилиты и диабазы, сходные с развитыми западнее. Однако, в отличие от последних, здесь много подушечных и мелкошаровых разностей, а также довольно мощных (30–50 м) подушечных брекчий и везикулярных гиалокластитов, образующих как массивные хаотичные накопления, так и слоистые сортированные.

Эффузивы и гиалокластиты вмещают мелкие и крупные тела кератофиров очень прихотливых очертаний (рис. 25). Это, по-видимому, в основном субвулканические комагматичные дифференциаты спилитов, о чем свидетельствуют их тесная пространственная связь, сходное соотношение щелочей и присутствие кератофировых глыб в спилитах С таким предположением согласуется также присутствие среди спилитов пачек кислых вулканитов и туфов.

В рассматриваемом районе комплекс вмещает сравнительно мало осадочных пород. Обычно это линзы, пласты и пачки темно-серых силицитов, фтанитов и кремнисто-глинистых сланцев (сакмарская фация). Реже встречаются линзы яшм и "шишки" яшмокварцитов, иногда с сульфидами. В наиболее восточных выходах среди эффузивов появляются другого типа породы: красные и зеленые, в разной степени алевритистые аргиллиты (кураганская фация), иногда кремнистые, с остатками радиолярий и губок; нередко здесь присутствует граптолитовый и другой раковинный детрит. Алевритовая примесь представлена главным образом плагиоклазами и "хлоритовыми осколками" (пирокластика); в виде единичных зерен присутствует кварц. В тех частях разреза, где развиты подобные породы, между подушками наблюдается зеленый и красный глинистый материал. Все это позволяет предполагать, что начало излияний относится еще ко времени отложения осадков кураганского типа, т.е. к ордовику.

Пространственное и временное соотношение комплексов в пределах Кувандык-Медногорского участка восстанавливается лишь приблизительно. Сакмарский сланцево-фтанитовый комплекс фациально связан с эффузивным. Это определяется присутствием в последнем сланцевых и фтанитовых пачек. Возраст вулканитов – лландовери – лудлов (вероятно, и жедин). Следовательно, эти комплексы в основном синхронны. В средней части эффузивного разреза залегает, по данным упоминавшихся выше исследователей, андезит-дацитовая пачка. Возможно, ей соответствуют туффиты и тефроиды, встречающиеся местами среди фтанитов. Если это так, то связь обоих комплексов вырисовывается еще определеннее.

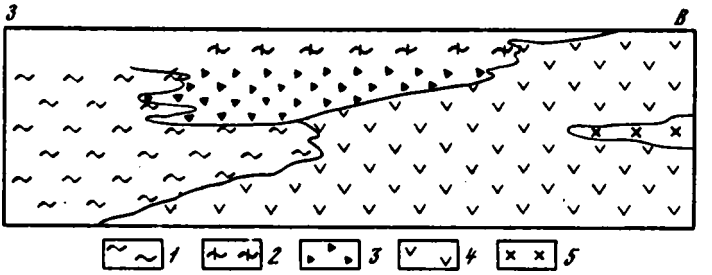


Рис. 26. Схема, иллюстрирующая соотношение комплексов на Кувандык-Медногорском участке

1 – сланцево-фтанитовый комплекс; *2* – силицитовая толща; *3* – кремнеобломочная толща; *4* – основные эффузивы; *5* – средние и кислые эффузивы и туфы

Соотношение сакмарских и херсонковских отложений на рассматриваемом участке несколько иное, чем на Абишевском. Типичная херсонковская толща имеет здесь не венлокский, а лудловско-раннедевонский возраст, т.е. она моложе основной части фтанитового комплекса, хотя отдельные пласты и пачка кремнеобломочных пород встречаются и среди последнего. Характерно, что местами херсонковские отложения залегают непосредственно на вулканитах, сами содержат отдельные пласты спилитов и диабазов, а, кроме того, в составе песчаного материала здесь, кроме кремней, присутствуют эффузивные породы. Все это указывает на пространственную связь херсонковских отложений с вулканитами. Приведенные данные позволяют иллюстрировать соотношение комплексов схемой, изображенной на рис. 26.

Чебаклинский участок. На табл. 4 показано распределение комплексов в пластинах и складках.

Сакмарский комплекс развит в Масеевской складке и на южной периклинали Чебаклинской структуры. Всюду здесь породы смяты в мелкие, часто изоклинальные складки, что не позволяет составить послойный разрез и определить мощность. Отложения испытывают некоторые фациальные изменения. В пределах Масеевской синформы (см. разрез) это обычные, неравномерно напластованные фтаниты с прослоями и пачками кремнисто-глинистых сланцев, в которых встречаются граптолиты плохой сохранности (*Monograptus* sp. indet). Изредка попадаются мелкие (1–2 см) железистые конкреции (Fe_2O_3 – 72,46%), обогащенные фосфором (P_2O_5 – 1,15%) и некоторыми малыми элементами (Cu – $146 \cdot 10^{-4}$%, Zn – $850 \cdot 10^{-4}$% и Mo > $30 \cdot 10^{-4}$%). Присутствуют единичные пласты кремневых брекчий и песчаников. В юго-восточных выходах (правобережье балки Угольная и в низовьях р.Губерля) строение комплекса усложняется: среди фтанитов появляются мощные (до 10 м) кремневые брекчии и пачки, состоящие из аргиллитов с прослоями спонголитов, туффитов, дацитовых туфов, кремневых и полимиктовых песчаников, содержащих примесь пирокластики. Отложения эти характерны для некоторых херсонковских толщ, и их появление среди фтанитов указывает на фациальную связь сакмарского и херсонковского комплексов.

Херсонковский комплекс связан со второй и четвертой пластинами и целиком слагает шестую. Нижняя из них обнажена на западе, в Сухореченской антиклинальной зоне, а верхняя – на востоке (Масеевская и Губерлинская синформы). В четвертой пластине херсонковские отложения имеют незначительное развитие, встречаясь на юго-востоке участка, где они согласно залегают на сакмарской фтанитовой толще.

В Сухореченской антиклинальной зоне херсонковские отложения обнажаются в ядрах складок среди полей развития сугралинских эффузивов (пластина 3) или серпентинитового меланжа.

Хороший разрез комплекса можно наблюдать на правобережье Чебаклы, в Мухамет-Шариповской антиклинали. Здесь он состоит, как и на севере, из двух

Таблица 4

Распределение комплексов в тектонических пластинах и структурах

Пластины	Комплексы	Структуры *						
		1	2	3	4	5	6	7
6	Херсонковский				▨		▨	
5	Сугралинский (восточная фация)				▨			
4	Сакмарский и херсонковский				▨			
3	Сугралинский (западная фация)	▨	▨	▨		▨		▨
2	Херсонковский			▨				
	Сакмарский (?)	▨						
	Косистекский				▨			
1	Кидрясовский				▨			▨

* Антиформы: 1 — Коноплянкинская, 3 — Сухореченская, 5 — Чебаклинская; синформы: 2 — Ижбалганская, 4 — Масеевская, 6 — Губерлинская; 7 — Беркутовское окно.

толщ: кремнеобломочно-аргиллитовой и кремнистой (см. рис. 22, разрез 16).

Нижняя толща (125–150 м) представлена неравномерным чередованием темно-оливковых аргиллитов (преобладают) и кремневых песчаников разной гранулометрии. Аргиллиты в той или иной степени кремнистые, переходящие в спонголиты. Мощность песчаных слоев от 5–10 см до 1–2 м. Вверху толщи присутствует горизонт (10 м) перемятых аргиллитов с гальками, валунами и отторженцами фтанитов, кремневых песчаников и яшм.

Верхняя толща (90 м) сложена голубовато- и зеленовато-серыми, неравномерно напластованными силицитами; в нижней части среди них присутствуют пакеты фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев с граптолитами нижнего лудлова [*Saetograptus* sp. aff. *roemeri* (Barr.); граптиды].

Кремнистая толща обнажена и южнее. В складке, расположенной в 7 км от рассмотренной, она представлена такими же силицитами (75 м); в нижней ее части присутствуют фтаниты, чередующиеся с кремневыми песчаниками (верхи нижней толщи). Над силицитами здесь развита пачка (25 м) зеленых кремнистых туфогенных аргиллитов, переслоенных кремнистыми туффитами и полимиктовыми существенно плагиоклазовыми песчаниками (см. рис. 22, разрез 17). В пачке присутствуют два пласта (1,5 м) красной радиоляриевой яшмы с мелкими рудными стяжениями. Появление их в разрезе обращает на себя внимание в связи с тем, что еще южнее развита уже мощная яшмовая толща

(см. рис. 22, разрез 18), которую мы рассмотрим в составе сугралинского комплекса.

Восточнее, на левобережье Чебаклы, между балками Темная Долина и Дершева, среди полей развития серпентинитового меланжа, херсонковские отложения образуют небольшие выходы (пластина 4), которые тем не менее интересны с точки зрения характеристики комплекса. На левобережье балки Темная Долина составлен следующий их разрез.

	Мощность, м
1. Яшмы сургучно-красные, среднеплитчатые, с радиоляриями верхов силура – низов девона (*Entactinia, Polyentactinia*). В яшмах редкие прослои темных силицитов, содержащих мелкие фтанитовые обломки и хлоритизированную гиалокластику	15,00
2. Перерыв в обнажении	около 8
3. Яшмы красные и темно-зеленые, радиоляриевые и спонгиевые, чередующиеся с красными глинистыми сланцами. В яшмах присутствуют тонкие (<5–7 мм), резко обособленные линзочки и прослои мелкообломочной глинизированной пирокластики; здесь же присутствуют яшмовые обломки и единичные зерна кварца	1,00
4. Фтаниты и фтанитовые алевролиты, тонкоплитчатые (3–5 см) с прослоями (1–2 см) зеленых глинисто-кремнистых сланцев	0,40
5. Песчаник полимиктовый, среднезернистый, кверху переходящий в мелкозернистый. Преобладают аргиллитовые и хлоритовые обломки, но много также и серпентинитовых. В подчиненном количестве присутствуют кварц, полевые шпаты, фосфаты, фтаниты, основные эффузивы, кальцит. Много акцессорных минералов, особенно обильна хромовая шпинель, которая в отдельных тонких прослойках становится породообразующим компонентом	0,12
6. Яшмы прослоями глинистые. Отмечаются следы неспокойной седиментации: оползневые и взмученные структуры, брекчирование и линзы, обогащенные местным мелкообломочным материалом (яшмовым, аргиллитовым)	0,40
7. Силициты темные, зеленоватых оттенков, с радиоляриями, тонкими спикулами губок и небольшой пирокластической примесью. В них различаются тонкие (1–4 мм) песчаные линзы, состоящие из зерен яшм, красных аргиллитов, хлоритов и серпентина	1,00
8. Чередование силицитов с плохосортированными грубо- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками (много различных силицитов, в том числе и фтанитов, хлоритизированных туфов, сильно измененных плагиоклазов; меньше кварца)	1,50

Мощность описанных пород около 30 м, и они относятся к верхам кремнистой толщи херсонковского комплекса.

Четвертая пластина образована сакмарской фтанитовой толщей, но на юго-востоке, в низовьях р.Губерли (западнее горы Календарной), можно наблюдать херсонковские отложения, залегающие с постепенным переходом на сакмарских фтанитах (см. рис. 22, разрез 19). Эти отложения представлены мощной толщей темно-зеленых, преимущественно тонкозернистых, кремнистых туффитов, туфопелитов и спонголитов с редкими прослоями тефрогенных (андезитовых и дацитовых) песчаников, содержащих примесь кремнеобломочного материала. Такие отложения встречаются иногда в херсонковском комплексе, хотя от типичных его разрезов отличаются обилием тонкого пирокластического материала, и в этом отношении они похожи на косистекские. Во фтанитовых обломках, встреченных в одном из слоев в нижней половине толщи, присутствуют радиолярии силура, в том числе верхнего лудлова. Если это так, то верхняя часть отложений херсонковского типа имеет уже девонский возраст, однако в формационном отношении это единая толща.

Заметно иное строение, чем в нижних пластинах, комплекс имеет в пределах пластины 6 (Масеевская мульда). Определимые органические остатки не встречены, и отложения отнесены к херсонковским только на основании литологических данных. Несмотря на очень хорошую обнаженность, составить разрез и определить мощность отложений нельзя из-за складчатости и отсутствия надежных опорных горизонтов.

В целом комплекс здесь можно определить как кремнеобломочно-силицитово-аргиллитовый. Он представлен однообразным, но неравномерным чередованием трех типов пород: 1) темно-серых и темно-оливковых аргиллитов; 2) зеленовато-серых силицитов, иногда с примесью глины и тонкого измененного пепла; 3) кремнеобломочных пород - от мелкозернистых до гравийно-галечных. Преобладают аргиллиты, образующие пачки от 1-5 до 50 м (см. рис. 22, разрез 20); одни из них содержат небольшие (от долей сантиметра до 10 см) слои силицитов и песчаников, другие более насыщены ими. Изредка среди аргиллитов появляются мощные (5 м) гравийно-галечные пласты, состоящие преимущественно из обломков местных пород - аргиллитов и силицитов, но содержащие и заметную примесь эффузивов и фтанитов.

Однообразие отложений нарушается присутствием довольно мощных пластов и пачек (до 25-30 м) толсто- и среднеплитчатых силицитов, местами содержащих слои кремневых конглобрекчий и песчаников; в чистых разностях кремней присутствуют радиолярии, а в пеплистых - губки.

Мощность комплекса не менее 250-300 м.

Сугралинский комплекс представлен двумя разновидностями: западной (пластина 3) и восточной (пластина 5).

Породы западной разновидности распространены на левобережье Киндерли, кроме того, небольшие выходы известны на востоке, на левобережье Чебаркулы. Всюду здесь комплекс представлен массивными спилитами, вариолитами, диабазами, встречаются амигдолоидные и шаровые разности. Осадочных пород сравнительно мало. Чаще всего это фтаниты и темно-зеленые силициты, образующие линзы и небольшие горизонты. В последних кремнистые породы иногда переслоены оливково-зелеными аргиллитами.

Несколько особое строение комплекс имеет в пределах Сухореченской антиклинальной зоны. Здесь, кроме упомянутых осадочных образований, присутствуют обломочные породы (мало) и, главное, яшмы. Первые представлены конглобрекчиями (мощность 2-4 м), состоящими из смеси мелких и крупных обломков, некоторых из них достигают 1-2 м. Это основные эффузивные и интрузивные породы, в мелкой фракции много плагиоклазов и пироксенов. Среди конглобрекчий иногда присутствуют линзовидные прослои (10 см) песчаников того же состава, но с примесью чуждого материала: кварца, кварцитов, глинистых сланцев. Местами брекчии обогащены обломками красных кремнистых аргиллитов, а связующей массой в них является глинисто-железистое вещество. Яшмы образуют как выдержанные, довольно мощные пачки, так и тонкие линзы (0,2-0,4 × 30 м); местами они послойно обогащены тонкой альбитизированной гиалокластикой, по кливажу такая порода окрашена медистыми выделениями. Кроме пластов и линз, в спилитах попадаются глыбы и плоские отторженцы яшм. Характерно, что в разрезах, где много яшм, сами эффузивные породы иногда сильно ожелезнены (Fe_2O_3 - 15,03%; FeO - 1,51%; MnO - 0,57%) и альбитизированы (Na_2O - 7,94%).

На правобережье Урала, южнее руч. Казачья Вязовка, выше спилитов залегает мощная (100-120 м) сплошная толща красных яшм, образующих антиклинальную складку. В них встречаются караваеподобные конкреции (5 × ×40 см) и линзовидные горизонты (3-7 × 0,5 км) марганцевой руды. По данным А.А. Гаврилова (1967), содержание в ней марганца от 14 до 34%, железа - от 0,42 до 1,75%. Руда массивная и пористая. Местами она имеет своеобразное строение: рудное вещество образует неправильные "узловатые сетки", между которыми развита пористая или плотная розовая порода, представляющая собой очень тонкозернистый (0,002-0,004 мм) изотропный фос-

фат, судя по показателю преломления – коллофан. В фосфатной массе местами видны остатки радиолярий и спикул губок, замещенные рудой.

Из яшм определены радиолярии, относящиеся к верхам силура, низам девона: *Entactinosphaera* sp. (*E.*aff. *assidera* Naz.), *E.* sp. (*E.* ex gr. *cultheasta* For.), *E.* cf. *concellicula* For., *Entactinia* sp., *Polyentactinia* sp. и др. Таким образом, яшмы соответствуют верхней части разреза херсонковских отложений, развитых в более северных складках Сухореченской зоны.

Контакт яшмовой толщи и спилитов тектонический, поэтому может возникнуть сомнение, следует ли эту толщу относить к сугралинскому комплексу, и не логичнее ли рассматривать ее в составе херсонковского. По-видимому, возможно и то и другое решение, так как яшмовый горизонт генетически связан со спилитовым комплексом, но выходит за пределы его распространения, прослеживаясь и в область развития херсонковских отложений (а также сакмарских).

Восточная разновидность сугралинского комплекса прослеживается на западном крыле Масеевской мульды, обнажаясь в верховьях балок Казачья Вязовка, Объездных и на правобережье Урала, к востоку от горы Микишкина. Здесь тоже развиты диабазы, вариолиты и спилиты, с которыми местами ассоциируют подушечные брекчии и гиалокластиты. Однако среди эффузивов много разнообразных отложений, характерных для других комплексов. Местами они даже преобладают над эффузивными образованиями. Определить последовательность пород в разрезе невозможно, поэтому приведем лишь перечень отложений, встречающихся среди эффузивов: а) отторженцы и линзы зеленокаменных конглобрекчий и песчаников; б) отторженцы брекчированных силицитов, в том числе фтанитов; в) пачки и линзы аргиллитов темно-оливковых и малиновых с костыльчатой отдельностью, в разной степени кремнистых. В них встречаются мелкие (2–3 см) дисковидные кремнистые конкреции и пласты (до 3 м) темно-серых кремней, часто брекчированных. Мощность аргиллитовых пачек от нескольких метров до нескольких десятков метров; г) кристаллотуфы, от липаритовых до андезитовых, средне- и мелкозернистые, чередующиеся с тонкими витрическими туфами и туффитами; в некоторых туфовых пластах присутствуют фтанитовые обломки и линзы серых кремней; д) пласты и пачки (до 50 м) кремнеобломочно-аргиллитовых отложений.

На правобережье Урала, юго-восточнее горы Микишкина, можно видеть следующее соотношение пород:

	Мощность, м
1. Спилиты, местами гематитизированные	100,0
2. Силициты темно-серые, среднеплитчатые с радиоляриями	5,0
3. Кремнеобломочно-аргиллитовая пачка	50,0

Сходная последовательность отложений наблюдалась и в других местах, например по балке Угольная. Очевидно, такие разрезы иллюстрируют взаимоотношение сугралинского и херсонковского комплексов.

В целом восточная разновидность сугралинского комплекса отличается от западной присутствием пород, характерных не только для сакмарского комплекса, но также для косистекского и особенно херсонковского.

Приведенный материал показывает, что силур Чебаклинского участка представлен тремя главными фациальными комплексами: сакмарским (с элементами херсонковского и без них), сугралинским и херсонковским. Сакмарский комплекс здесь фациально связан с западной разновидностью сугралинского, в которой среди эффузивов много фтанитовых пластов и горизонтов. Такая же связь наблюдается между восточной разновидностью сугралинского комплекса и херсонковским. В то же время обе сугралинские разновидности сходны по составу и их можно считать частями единого эффузивного "тела". Таким образом, здесь с запада на восток прослеживается следующий латеральный ряд комплексов: 1) сакмарский с элементами херсонковского (пластины 2 и 4); 2) западносугралинский (пластина 3); 3) восточносугралинский (пластина 5) и 4) херсонковский (пластина 6). Этот фациальный ряд согласуется с ря-

Таблица 5

Распределение комплексов в тектонических пластинах и структурах

Пластины	Комплексы	Структуры *				
		1	2	3	4	5
4	Сакмарский	▨	▨		▨	
3	Шандинский				▨	
	Херсонковский	▨	▨	▨	▨	
	Сугралинский	▨	▨	▨	▨	▨
	Кураганский и косистекский			▨	▨	
2	Шандинский	▨				
	Сакмарский	▨			▨	
1	Кидрясовский	▨			▨	

* Антиформы: 1 – Алимбетовская, включающая Коктугайскую, 3 – Тереклинская и Салтакская, 4 – Колымбайская; синформы: 2 – Сугралинская, 5 – Богенская.

дом, установленным в результате палинспастической реконструкции. В пределах Чебаклинского участка выявляется следующая особенность: отложения херсонковского типа развиты в двух зонах: к западу и к востоку от полосы сугралинских эффузивов.

Медесский участок. Состав формации на Медесском участке несколько иной, чем на Чебаклинском. Здесь менее широко распространены отложения херсонковского типа, причем представлены они более грубыми осадками и теснее проявляется пространственная связь херсонковского и сугралинского комплексов.

Распределение комплексов в пластинах и структурах показано в табл.5.

Сакмарский комплекс слагает пластины 2 и 4. Отложения пластины 2 развиты преимущественно в западной части, где они выходят обычно в ядрах узких антиклиналей; меньшее распространение они имеют на востоке. Остатки пластины 4 лучше всего сохранились в Сугралинской синформе и в виде небольших пятен на Колымбайской структуре; присутствуют они и западнее, в ядрах мелких синклиналей.

В нижней пластине комплекс образован, как и на севере, неправильно напластованными темными силицитами, фтанитами и глинисто-кремнистыми сланцами ($S_1l_2 - S_2ld_1$). Локально появляются яшмы (гора Домбар) и мягкие, сильноуглеродистые "мергелевидные" кремнистые породы. Встречаются зеленовато-серые силициты и кремнистые туффиты, но их мало.

В верхней пластине среди фтанитов чаще встречаются разности, обогащенные тонкой пирокластикой, а местами появляются довольно мощные пачки зе-

леных туффитов, глинизированных пеплов, пеплистых спонголитов и тефроидов дацитового и андезитового состава.

Херсонковский комплекс сохранился в виде изолированных "пятен" в узкой полосе стыка Алимбетовской и Сугралинской структур. Южнее его отложения прослеживаются в районе ручьев Акбулаксай и Колымбай, а также на востоке (по правобережью руч. Медес). Всюду здесь комплекс представлен двумя толщами: нижней грубообломочной и верхней туфогенной.

Первая особенно хорошо обнажена на правобережье Медеса и по руч. Салтак и названа салтакской. Здесь она имеет следующее строение (см. рис.22, разрез 21):

	Мощность,м
1. Глыбовый микстит (олистострома) – беспорядочная смесь песка, гравия, гальки и валунов. Материал полимиктовый; преобладают основные изверженные породы и кремни. В песчано-галечной массе рассеяны глыбы (2–3 м) того же состава . . .	50,0–60,0
2. Песчаные полимиктовые гравелиты с рассеянной галькой силицитов, диабазов, спилитов	2,5
3. Спонголиты, в разной степени глинистые, чередующиеся с аргиллитами. В некоторых прослоях примесь пепла	1,5
4. Микстит, как в слое 1, но среди галек преобладают кремневые. Нижняя поверхность резкая и очень неровная. Вверху микстит переходит в песчаник	1,5
5. Спонголиты тонкослоистые и плитчатые с редкими прослоями (10–20 см) грубо- и среднезернистых полимиктовых песчаников	6,5
6. Песчаный гравелит с рассеянной галькой кремней и эффузивных пород	5,0
7. Спонголиты	7,0
8. Гравелит	0,5
9. Спонголиты	1,0
10. Гравелиты мелко- и среднеобломочные, рыхлые. В нижней части в них залегает крупный отторженец зеленовато-серой кремнистой породы (мощностью до 4 м)	8,0–9,5
11. Глинистый силицит с небольшой примесью пепла	около 20
12. Кремневая брекчия	2,0–2,5
13. Фтаниты и глинисто-фтанитные сланцы	около 20

Контакт между слоями 11 и 12 неясный, возможно тектонический.

Рассмотренная толща представляет собою накопление несортированного обломочного материала, вмещающего пачки тонких слоистых глинисто-кремнистых пород. Латерально они не выдержаны, представляя собой крупные отторженцы или олистолиты. Обломочный материал здесь полимиктовый, но это продукт разрушения пород только двух комплексов: кремнистого и зеленокаменного. На площади и в разрезе состав обломочного материала существенно меняется из-за разного содержания кремневой и зеленокаменной кластики. В данном районе, однако, последняя преобладает.

Салтакская толща отнесена к херсонковскому комплексу на основании литологического состава и с учетом ее силурийского возраста; в слое 3 приведенного выше разреза встречены радиолярии, характерные для силура (*Entactinia*).

Отложения салтакского типа широко развиты южнее, по ручьям Акбулаксай и Колымбай. Это – несортированные массивные конгломераты, в которых иногда преобладают обломки кремнистых, а иногда эффузивных пород; в некоторых гальках отмечается богатая сульфидная вкрапленность. Изредка попадаются гальки мраморизованного известняка.

Вторая, туфогенная, толща обычно представлена темно-оливковыми аргиллитами, кремнистыми туффитами, туфопелитами и спонголитами с редкими плас-

тами кремневых песчаников. Мощность ее 100–150 м. Небольшой, но хороший разрез отложений этой толщи можно видеть на правобережье руч. Колымбай, на восточном крыле узкой антиклинальной складки, входящей в Колымбайскую антиклинальную зону (см. рис. 22, разрез 22).

	Мощность, м
1. Туффиты хлоритово-кремнистые, табачно-зеленые, тонкозернистые, от толсто- до тонкоплитчатых, трещиноватые, с марганцовистым налетом по кливажу. В кремнистых разностях много тонких спикул губок	10,00
2. Гравелит из обломков фтанитов, часто глинистых, сцементированных тонкокристаллическим кварцем. В некоторых обломках много тонких спикул губок	0,35
3. Туффиты, как в слое 1, с прослоями грубо- и среднезернистых кремневых песчаников	2,10
4. Гравелит, как в слое 2	0,20
5. Туффиты	1,30
6. Спонголит темно-зеленый	1,10
7. Туффиты кремнистые средне- и толстоплитчатые	3,00
8. Аргиллиты пеплистые, зеленые, оскольчатые, с прослоями темных зеленоватых кремней, в которых встречаются тонкие (<1 см) и неправильные прослои кремневых песчаников; в кремнях – спикулы губок и радиолярии	17,00
9. Туффиты, как в слое 7	2,00
10. Аргиллиты, как в слое 8	20,00
11. Спонголиты с рассеянными мелкими обломками фтанитов	6,50
12. Аргиллиты, как в слое 8	13,00

Туфогенная толща залегает выше салтакской и, судя по первому из приведенных разрезов, связана с ней постепенным переходом. Это выражается в присутствии туфогенных пачек вверху салтакской толщи и кремнеобломочных пород в туфогенной толще.

Восточнее, на правобережье руч. Медес, херсонковский комплекс имеет несколько иной облик, хотя основные его черты сохраняются. Здесь выделяются три толщи: эффузивно-обломочная (около 100 м), туффито-кремнеобломочная (150 м) и туфовая (75–100 м) (см. рис. 22, разрез 23).

Туфовая толща латерально меняется. В более южных обнажениях она образована серыми и желтовато-серыми неслоистыми средне- и мелкозернистыми липаритовыми туфами и туфопелитами; в грубых разностях много пемзы. Севернее отложения представлены мелко-тонкозернистыми туфами и туфопелитами.

Медесский разрез отличается большой мощностью отложений, присутствием в нижней части грубых обломочных накоплений, а также спилитов. Как и на Салтаке, грубообломочные накопления внизу состоят преимущественно из зеленокаменного материала, а выше в нем появляется все больше кремнеобломочного. Характерно присутствие вверху разреза толщи кислых туфов и туффитов. Эта толща отсутствует в других разрезах и либо является локальным образованием, либо местами не сохранилась. Так как в ней нет остатков фауны, нельзя исключить и возможность ее более молодого возраста. Поэтому в формацию она включена условно.

Сугралинский комплекс широко распространен и, как обычно, образован спилитами, вариолитами и различно раскристаллизованными диабазами.

Однообразие комплекса нарушается присутствием отторженцев, линз, небольших пачек осадочных пород, неравномерно распределенных как в разрезе, так и на площади. Чаще всего это фтаниты и темно-зеленые силициты с радиоляриями и спонгиями; из фтанитов собраны лландоверийские и венлокские граптолиты. В наиболее западных разрезах (верховья руч. Калымта) встречаются редкие линзы малиновых аргиллитов и зеленых глинистых туффитов. Для всей

западной полосы в пределах рассматриваемого участка характерно присутствие среди спилитов пластов и пачек яшм, с которыми изредка ассоциируют мраморизованные известковые образования, иногда неравномерно гематитизированные; в местах развития яшм спилиты обычно тоже окрашены гематитом. Как правило, яшмы имеют силурийский возраст, но на левобережье руч. Колымбай присутствует довольно мощная пачка яшм с радиоляриями, относимыми Б.Б. Назаровым к ордовику (*Entactinosphaera* cf. *aksakensia* Naz., *Helioentactinia* aff. *bakanaeensis* Naz., *Ulandia incomperata* Naz.). Если это так, то сугралинский эффузивный комплекс охватывает больший стратиграфический интервал, чем считалось ранее, и включает также часть ордовика.

Соотношение яшм и вулканитов можно наблюдать в обрывах правого берега руч. Коктогай, в 6 км выше устья. Здесь составлен следующий разрез:

	Мощность, м
1. Спилиты, в верхней части с большим количеством гематитовых прожилок; по кливажу налеты гидроокислов марганца . .	90,0
2. Яшмы красные, с небольшим количеством радиолярий	8,0
3. Спилиты с линзами яшм	15,0
4. Песчаники темно-зеленые, от грубо- до мелкозернистых, с прослоями туфопелитов. Состоят песчаники из обломков андезитов, плагиоклазов, в резко подчиненном количестве присутствуют пироксены и спилиты. Встречаются обломки яшм, известняков, оолиты и органогенный детрит (мшанки, криноидеи)	5,5
5. Рыхлая (разрушенная) порода из мелких и крупных (до 40 см) обтекаемой формы обломков яшм и спилитов, заключенных в песчано-гравийном, сильно хлоритизированном материале, образованном кварцем, альбитом и редкими обломками основной массы кварцевых кератофиров. В яшмах, слагающих обломки, резко выражена текстура смятия. Местами горизонт почти целиком выжат, а местами образует раздувы. Вероятно, по обломочному горизонту здесь прошло тектоническое скольжение	до 5,5
6. Яшмы зеленые и красные	0–0,5
7. Кварцевый кератофир (дайка)	3,5–5,0
8. Спилиты с линзами яшм	40,0
9. Туфопелит коричневый, с налетами гидроокислов марганца по кливажу. В нем прослои яшм с тонким фосфатным раковинным детритом	0,5–1,5
Видимая мощность яшмово-спилитовой толщи	170

В той же полосе, главным образом на правобережье руч. Коктогай, среди спилитов, кроме яшм, появляются отторженцы, пласты и пачки зеленовато-серых кремнистых туффитов, липаритовых тефроидов и туфов. Ниже приводится разрез небольшой пачки таких отложений, составленный в обрывках правого берега Коктогая, в 7 км выше устья.

	Мощность, м
1. Спилиты	
2. Кремнистые туффиты голубовато-зеленые, реже красновато-коричневые	15,0
3. Брекчия из обломков (1–10 см) крепких зеленых спилитов, заключенных в рыхлой сильно хлоритизированной и кальцитизированной массе. Встречаются редкие обломки яшмокварцитов. В верхней половине разреза в брекчии заключен крупный (3 × 15 м) линзовидный отторженец (рис. 27), состоящий из чередования рыхлых грубозернистых плагиоклазово-пемзовых и крепких кварц-плагиоклазовых тефрогенных песчаников; встречаются тонкие прослои пелитоморфных кремнистых туффитов	10,0

	Мощность, м
4. Спилиты, в нижней части с прожилками и включениями красной яшмовидной породы и глыбами кварцевых и бескварцевых тефрогенных пород (как в отторженце)	15,0
5. Кремнистые туффиты голубовато-зеленые, толстослоистые (возможно, линза)	3,0
6. Спилиты, местами с мелкой сульфидной вкрапленностью . . .	около 50

Этот небольшой разрез показывает, что излияния основных лав чередовались с отложением кислого тефрогенного материала и осадочного кремнезема (туффиты). Излияния при этом "уничтожали" бо́льшую часть осадочных образований, от которых иногда сохранялись лишь линзы и отторженцы. Присутствие кислой вулканокластики, сходной с той, что слагает верхнюю часть херсонковского комплекса на Медесе, позволяет предположительно коррелировать разрезы этих двух существенно различных комплексов (сугралинского и херсонковского).

На востоке Медесского участка (правобережье Медеса) яшмы отсутствуют или их очень мало. Здесь комплекс представлен спилитами, диабазами и базальтами (мало), среди которых встречаются миндалекаменные подушечные

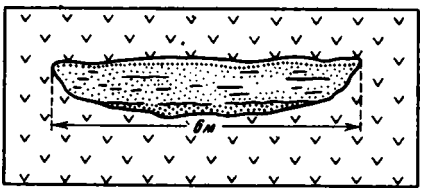


Рис. 27. Отторженец слоистых липаритовых туфов и тефроидов в массивном спилите
Сугралинский комплекс, руч. Коктагай

разности и лавобрекчии. Местами в сплошном разрезе можно наблюдать чередование эффузивных и кремнистых пород. Многие эффузивные пласты содержат большое количество мелких (1–5 мм) обломков осветленных силицитов с остатками радиолярий. В толще присутствуют также крупные отторженцы, линзы и пачки (3–5, редко до 40 м) фтанитов и зеленых кремнистых туффитов; реже встречаются кремневые брекчии и гравелиты. Во фтанитах собраны граптолиты среднего – верхнего лландовери [*Retiolites* ex gr. *geinitzianus* (Barr.), *Monograptus priodon* (Bronn.), *Monoclimacis linnarssoni* (Tullb.), *Streptograptus turriculatus* (Barr.)] и венлока [*Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Cyrtograptus* sp.].

Выше этой кремнисто-эффузивной толщи залегает херсонковский комплекс, но контакт между ними не ясен, возможно, он тектонический и херсонковские отложения частично имеют с кремнисто-эффузивной толщей фациальные соотношения.

На Медесском участке, согласно палинспастической реконструкции, восстанавливается тот же ряд комплексов, что и на Чебаклинском (с запада на восток): сакмарский – сугралинский – херсонковский. Сугралинский комплекс здесь тоже латерально меняется: на западе это эффузивы с линзами и горизонтами фтанитов; вверху появляются яшмы. На востоке он имеет более сложное строение: кроме кремнистых пород, в нем много туфов, туффитов и грубообломочных пород. Их появление отражает связь с развитым восточнее херсонковским комплексом. Последний отличается от соответствующих отложений более северных районов обилием зеленокаменных конгломератов и песчаников (салтакекая толща), а также туфов и туффитов (от липаритовых до андезитовых); кремнеобломочно-аргиллитовые отложения, наоборот, имеют здесь ограниченное распространение.

Косистекский участок. На табл. 6 показано размещение комплексов в пластинах и складках.

Сакмарский комплекс слагает третью, пятую и девятую пластины, причем средняя плохо сохранилась и ее можно не учитывать при характеристике от-

Таблица 6

Распределение комплексов в тектонических пластинах и структурах

Пластины	Комплексы	Структуры *					
		1	2	3	4	5	6
9	Чанчарский Сакмарский		▨	▨		▨	
8	Шандинский, херсонковский, иткуловский			▨		▨	▨
7	Сугралинский (восточная разновидность)	▨		▨	▨		▨
6	Косистекский				▨		
5	Сакмарский				▨		
4	Куагачский				▨		
3	Сакмарский				▨		
1–2	Шандинский, чанчарский Сугралинский	▨			▨		

* Антиформы: 1 – Чанчарская, 3 – Косистекская, 4 – Каргалинская, 6 – Карабутакская; синформы: 2 – Тарангульская, 5 – Айтпайская.

ложений. В нижней пластине, как и на севере, сакмарский комплекс представлен неравномерно напластованными фтанитами и глинисто-кремнистыми сланцами. В последних часто встречаются среднелландоверийские граптолиты и лишь изредка – формы верхнего лландовери. Однообразие фтанитового разреза местами нарушается появлением других пород. Среди них наиболее характерны: малиновые и зеленые аргиллиты кураганского облика, яшмовидные силициты и туффито-туфовые отложения; реже встречаются известняки. Представление о комплексе дает разрез, составленный на правобережье Косистека, в 1,5 км от его устья (см. рис. 21, разрез 4).

	Мощность, м
1. Фтаниты, неравномерно напластованные	170,0
2. Фтаниты с прослоями зеленых тонкоплитчатых аргиллитов . .	7,0
3. Фтаниты тонкоплитчатые с линзами среднеплитчатых	28,0
4. Глинистые сланцы малиновые и зеленые, в нижней части кремнистые; отдельные прослои содержат небольшую примесь алеврита (плагиоклазы)	16,0
5. То же, но с небольшими прослоями голубовато-серых мелко- и среднезернистых тефрогенных плагиоклазовых песчаников . . .	8,0
6. Фтаниты тонкослоистые глинистые	40,0
7. Яшмовидные силициты зеленые, с налетами гидроокислов марганца по кливажу	2,0

Мощность, м

8. Кремнистые породы осветленные, тонкослоистые, с остатками граптолитов (*Rhapidograptus* sp., *Spirograptus* sp. indet.). Встречаются пласты (до 0,5 м) зеленовато-серых кремней с налетом гидроокислов марганца по кливажу 80,0

Видимая мощность толщ 351

В 2,5–3 км северо-западнее, близ устья Косистека, обнажена толща (120 м) сакмарских отложений, сходных с рассмотренными, но здесь в ней присутствуют карбонатные породы (см. рис. 21, разрез 5).

На самом юго-западе участка (руч. Шанды) появляется уже значительное количество известняков. Здесь составлен небольшой разрез кремнисто-карбонатной пачки (см. рис. 21, разрез 6).

Мощность, м

1. Спилиты, сильновыветрелые
2. Силициты темно-серые и темно-зеленые, массивнослоистые, трещиноватые 3,0
3. Силициты средне- и тонкоплитчатые с прослоями серых тонкозернистых известняков, в которых попадаются отпечатки ортоцератид. В силицитах – остатки граптолитов среднего лландовери: *Monograptus* sp., *Campograptus* sp., *Hedrograptus scalaris* (His.), *H. rectangularis* (McCoy), *Pristograptus* sp., *Coronograptus* sp., *Paraclimaeograptus* sp., *Rastrites* sp., *Doversograptus* sp. 25,0
4. Силициты среднеплитчатые 1,5
5. Силициты, как в слое 3 20,0
6. Силициты с прослоями и линзами светлых известняков, тонкоплитчатых и неслоистых, местами комковатых, иногда с большим количеством ядер крупных ортоцератид; попадаются брахиоподы. В известняках встречаются конкреции красных кремней . . . . . около 60–80
7. Силициты темно-серые

В нескольких километрах восточнее последнего разреза, по берегам р.Жаксы-Каргалы, в среднелландоверийской части комплекса прослеживается характерная туфогенная толща (около 100–120 м), названная каргалийской (см. рис. 21, разрез 7). Состоит она из зеленых и голубовато-зеленых литокристаллокластических туфов разного состава – от липаритовых до андезитовых. Кроме туфов, в толще присутствуют тефрогенные песчаники, в которых попадаются оолиты, членики криноидей и обломки известняков. Внизу толщи породы массивные, грубо- и среднезернистые, а вверху появляется все больше мелко- и тонкозернистых туфов, среди которых встречаются темно-серые и зеленые кремнистые туффиты и силициты; отложения становятся слоистыми, и в них наблюдаются следы небольших местных размывов.

Каргалинская толща является маркирующим горизонтом в пределах Косистекского участка. На севере последнего она становится менее грубой, переходя в чередование темно-зеленых силицитов, туффитов и оглиненных пепловых туфов, среди которых мелкозернистые тефрогенные песчаники и алевролиты развиты лишь в виде небольших редких прослоев. Возможно, каргалинской толще соответствуют слои 4–5 в разрезе на левобережье Жаксы-Каргалы (см. рис. 21, разрез 4).

В верхней пластине сакмарский комплекс включает все ярусы силура, т.е. разрез здесь полнее. Основные черты его те же – неравномернонапластованные однообразные сланцево-фтанитовые толщи с подчиненным количеством отложений другого типа. В пределах пластины наблюдаются латеральные изменения. На западе (западное крыло Косистекской структуры) отложения сходны с таковыми четвертой пластины; здесь тоже среди фтанитов присутствуют малиновые глинистые сланцы и туфогенные образования. Такой разрез мож-

но видеть, например, на правобережье Косистека, в 5–6 км южнее пос. Ленинского (см. рис. 21, разрез 8). В ядрах мелких антиклиналей здесь обнажена пачка (около 100 м) зеленых тефрогенных песчаников, чередующихся с тонкозернистыми туффитами. Отложения очень похожи на каргалинскую толщу и, по-видимому, ей соответствуют. Выше лежит небольшая толща (60–80 м) фтанитов, над которой прослеживается пачка (20–30 м) зеленых и малиновых глинистых сланцев с редкими прослоями мелкозернистых существенно плагиоклазовых песчаников. Над ними развита мощная фтанитовая толща – основная составляющая сакмарского комплекса верхней пластины.

Восточнее (Айтпайская синклиналь) красноцветные глинистые сланцы исчезают, а туфы и тефроиды сменяются тонкими туффитами. Кроме того, появляются кремнеобломочные породы, но их немного, и они сосредоточены преимущественно вверху комплекса. Хорошие обнажения сакмарских отложений можно наблюдать по руч. Айтпайка (см. рис. 21, разрез 9). Здесь выделяются три толщи: нижняя фтанитовая, средняя туффито-туфовая и верхняя сланцево-фтанитовая.

Нижняя толща (около 200–250 м) – фтаниты и фтанитоиды. Преобладают толсто- и средненапластованные разности. В верхней части встречена пачка пеплистых фтанитов, в которых рассеяны "куски" миндалекаменной основной лавы.

Средняя толща (100 м) в нижней части представлена зелеными массивными мелкозернистыми туфами, выше они сменяются пачкой переслаивания тонкозернистых туффитов и пеплистых фтанитов, а еще выше в таком чередовании появляются прослои обычных фтанитов и редкие пласты кремнеобломочных песчаников.

Верхняя толща (приблизительно 200–250 м) образована фтанитами, глинистыми фтанитами и кремнистыми сланцами. В нижней части преобладают толсто- и средненапластованные фтаниты, в верхней появляется все больше тонкоплитчатых разностей, переслоенных глинистыми сланцами; вверху разреза много граптолитов среднего лландовери [*Clymacograptus* ex gr. *rectangularis* (McCoy), *Glyptograptus* sp. indet., *Petalograptus* sp. indet., *Pristiograptus* cf. *concinous* (Lapw.)].

В 9 км юго-западнее, в низовьях руч. Тарангул, обнаружена толща, относящаяся к верхней части сакмарского комплекса. Хотя породы здесь перемяты, последовательность слоев четкая (см. рис. 21, разрез 10).

	Мощность, м
1. Фтаниты толсто- и тонконапластованные, с прослоями глинисто-кремнистых сланцев. Из нижней части собраны граптолиты лландовери (*Glyptograptus* sp. indet., *Monograptus* sp. indet.)	13,0
2. Фтаниты тонкоплитчатые с редкими пластами (1 – 1,5 м) массивных фтанитов. В самом верху встречены граптолиты, относящиеся к верхнему лландовери – нижнему венлоку (*Monograptus* sp. indet., *Oktavites* sp. indet.)	20,0
3. Кремнисто-глинистые сланцы с прослоями темно-серых силицитов и мелкозернистых кремневых песчаников. В сланцах граптолиты нижнего лудлова (*Pristograptus* sp., *Saetograptus* sp., *Bohemograptus* sp.).	21,0
4. Фтаниты	10,0

Приведенный разрез имеет важное значение, показывая, что для верхней части сакмарского комплекса (венлок – нижний лудлов) характерны малая мощность и присутствие кремнеобломочных песчаников.

В южном направлении количество кремнеобломочных пород возрастает. Особенно много их в верховьях Карабутака, где силурийские отложения можно уже отнести к херсонковскому комплексу.

Кроме пластин 3 и 9, в которых сакмарские породы играют основную роль, они присутствуют и в некоторых других пластинах, где, однако, имеют резко

подчиненное значение. С точки зрения характеристики комплекса интересно небольшое обнажение на правобережье руч. Карабутак, в 3 км ниже пос. Кызылфлот. Здесь из-под девонских пород (пластина 8) выходят сильно фосфатизованные фтаниты; в них присутствуют линзы светлого известняка с цефалоподами нижнего лудлова (Леоненок, 1955).

Херсонковский комплекс имеет довольно широкое распространение в бассейне руч. Карабутак, но здесь нет больших хороших разрезов. Отчасти это можно объяснить тектоническими причинами, но, по-видимому, главным образом тем, что породы херсонковского типа в виде небольших пачек и толщ входят в состав других комплексов, отражая фациальные связи с ними.

Выделяются три разновидности херсонковских отложений: брекчиевая, олистостромовая и песчано-аргиллитовая.

Породы первой из них отнесены к херсонковскому комплексу очень условно. Они обнажены в оврагах и на водораздельных холмах в 2-3 км севернее пос.Кызылфлот. Обычно это массивные монолитические брекчии, состоящие из различных по величине (до 1 м) обломков фтанитов и темно-зеленых силицитов; изредка попадаются куски кремневых песчаников. Они угловаты или очень слабо обработаны. Обломки то плотно прилегают один к другому, то заключены в кремнистой массе с очень мелкообломочной структурой; при выветривании эта масса становится бурой и более крупные обломки резко выделяются на ее фоне. Текстура брекчий беспорядочная, без всяких следов слоистости, сортировки и ориентировки фрагментов. Несмотря на отсутствие сортировки, в одних выходах брекчии в целом более мелкообломочные (средний размер фрагментов 1-3 см), в других - более грубые. В последних встречаются отдельные крупные отторженцы массивных и плитчатых фтанитов, иногда перемятых.

Там, где последних много, брекчия переходит в своеобразный горизонт "смятых кремней", в котором различаются лишь отдельные крупные глыбы. Основная масса брекчий здесь относится к категории тектонических и инъекционных (Хворова, 1974б). Среди таких брекчий развиты небольшие пачки слоистых, часто обеленных фтанитов, в которых попадаются граптолиты обычно очень плохой сохранности; из одного образца определены венлокские формы. Брекчии относятся к восьмой пластине и кое-где из-под них обнажаются эффузивные породы (пластина 7). Возраст брекчий не ясен, но, по-видимому, моложе венлока. Вероятно, они представляют собою тот исходный материал, из которого формировались осадочные кремнеобломочные отложения.

Отложения второй разновидности имеют сложное строение и относятся к херсонковским несколько условно, так как носят черты разных комплексов, отражая переходы между ними. Главной особенностью разреза является присутствие олистостромы, характеристика которой уже давалась (Руженцев, Хворова, 1973). Отложения хорошо обнажены на правом берегу Карабутака, в 2,5 км ниже пос.Кызылфлот, а также южнее, по оврагу Шаршалысай (см. рис. 22, разрез 24).

Мощность, м

1. Силициты и кремнистые туффиты, зеленые и серые, тонкозернистые, неправильно напластованные. Встречаются редкие прослои мелкозернистых туфов, а также линзы и пачка фтанитов (6 м), иногда с фосфоритовыми конкрециями. . . . . около 100
2. Пачка обломочных пород. На Карабутаке она имеет двучленное строение. Нижняя часть (13 м) состоит из чередования крупно- и мелкозернистых полимиктовых песчаников. Верхняя (80 м) представлена глыбовым микститом (олистострома). Глыбы (0,5-4 м) состоят из фтанитов, кремневых брекчий и туфопелитов, реже встречаются липаритовые туфы, тефроиды и спилиты. Связующая масса образована мелкообломочным материалом того же состава, что и грубая фракция. На Шаршалысае пачка имеет следующее строение: 1) туфогенные кремнистые аргиллиты, переслоенные мелкозернистыми полимиктовыми известковистыми песчани-

Мощность, м

ками, содержащими зерна серпентинита (мощность 25 м); 2) кремневые гравелиты и песчаники, чередующиеся с кварц-плагиоклазовыми тефрогенными песчаниками (13 м); 3) микстит, в котором преобладают обломки кремнистых пород; в связующей массе много плагиоклазов; размер обломков – от долей сантиметра до 0,5 м (25 м). Оба разреза расположены сейчас на расстоянии только 1,5 км, но состав обломочной пачки заметно меняется. На юге она менее мощная и менее грубая. . . 63,0–93,0

3. Чередование хлоритово-кремнистых туффитов и фосфатизованных фтанитов. 12,0
4. Спилиты, сильно измененные (видны только на Шаршалысае). . около 45
5. Фтаниты и фтанитовые сланцы. Породы сильно перемяты и контактируют с интрузией габброидов. На левобережье Карабутака во фтанитах собраны граптолиты верхнего лландовери – нижнего венлока (*Retiolites* ex gr. *geinitzianus* Barr., *Monoclimacis* sp.). . . . . около 100–150

Приведенный разрез в целом не типичен для херсонковского комплекса, так как образован отложениями разных комплексов: сакмарского (фтаниты), херсонковского (кремнеобломочные породы) и косистекского (туфосилициты, туффиты).

Отложения третьей разновидности имеют облик, наиболее характерный для херсонковского комплекса. Лучшие их обнажения наблюдаются в крутых обрывах левого берега Карабутака, в 1–1,5 км выше впадения в него руч. Бутак. Здесь развита толща темных кремнистых аргиллитов (преобладают), чередующихся с кремневыми песчаниками различной зернистости – от мелкозернистых до грубых, гравийных. В песчаниках есть небольшая полимиктовая примесь: обломки основных и кислых эффузивных пород, плагиоклазы, кварц, туффиты; попадаются зерна серпентинита, рудных минералов и хромовой шпинели. Песчаники распределены по разрезу неравномерно: в одних пачках они встречаются в виде небольших и мелкозернистых слоев, в других образуют пласты толщиною до метра. Как мощные, так и тонкие пласты имеют характерное "маятниковое" строение.

Мощность комплекса точно определить нельзя, но едва ли она превышает 100–150 м.

Сугралинский комплекс распространен широко. В основном он принадлежит к одной (седьмой) пластине, хотя не исключено, что восточные его выходы относятся к более высокой пластине (десятой?).

На западе, в пределах Чанчарской структуры, строение комплекса видно плохо из-за большого количества интрузий, серпентинитовых внедрений и развития девонских олистостром. Очевидно лишь, что в нем преобладают спилиты и диабазы с линзами кремнистых пород.

В двух более восточных структурах комплекс обнажен хорошо. В Косистекской антиклинали и на ее южном продолжении он имеет необычное строение: в нем много туфов и туффитов, вследствие чего здесь всегда выделялась особая свита (байтерекская). Мы будем рассматривать эту разновидность сугралинского эффузивного комплекса как байтерекскую.

Байтерекские породы хорошо обнажены по обоим склонам долины Косистек в его меридиональном течении, а также южнее, на междуречье Косистека и Карабутака. В разрезе преобладают, как и обычно, основные эффузивные породы, хотя, кроме того, здесь много кератофиров. Часто встречаются миндалекаменные подушечные разности, брекчии, шлаки и гиалокластиты. Нередко попадаются линзы и неправильные тела марганцовистых яшмокварцитов. Локально наблюдается большое количество пластовых тел и экструзивных куполов кварцевых кератофиров.

В комплексе присутствуют осадочные и тефрогенные породы, образующие как небольшие слои, так и мощные (до 50 м) пачки, причем некоторые интер-

валы разреза ими обогащены. Здесь много фтанитов и фтанитовых сланцев с граптолитами (формы от среднего лландовери до венлока), изредка встречаются тонкие прослойки известняка. Характерны туфы и кремнистые туффиты. Они обычно оливково- и желтовато-зеленые, редко красные. Преобладает липаритовая и дацитовая пирокластика, но есть и андезитовая; встречаются отложения смешанного состава. Обычно туфы витрокристаллокластические, часто с пемзой, довольно хорошо сортированные - от грубо- до тонкозернистых, похожие на каргалинские. Встречаются и тефрогенные песчаники, изредка с примесью постороннего материала: обломков спилитов, диабазов, эпидота и силицитов, в том числе фтанитов.

Характер чередования эффузивных, пирокластических и осадочных пород можно видеть в оврагах, впадающих слева в Косистек. Здесь послежены следующие разрезы:

	Мощность,м
1. Спилиты	14,0
2. Туффиты липовые с прослоями тефрогенных песчаников	4,0
3. Фтанитовая брекчия; встречены граптолиты среднего лландовери [*Glyptograptus* ex gr. *Tamariscus* (Nich.), *Campograptus* sp. indet., *Pernerograptus* sp. indet.]	1,5
4. Чередование зеленых туффитов и тефрогенных песчаников	12,0
5. Спилиты	6,0
6. Глинистые сланцы, чередующиеся с фтанитами; граптолиты верхнего лландовери - венлока (*Monoclimacis*)	5,0
7. Туффиты с прослоями тефрогенных песчаников	8,0
8. Подушечные брекчии	16,0

Видимая мощность пород более 65 м, из них 24 м - туфы и туффиты.

Второй разрез составлен в нескольких километрах южнее первого.

	Мощность,м
1. Спилиты миндалекаменные	12,0
2. Туффиты желтовато-зеленые, тонкозернистые, кремнистые	1,0
3. Фтаниты толстонапластованные, с фосфатными конкрециями и тонкими глинистыми сланцами; встречены граптолиты плохой сохранности	8,0
4. Известняки серые, тонкозернистые	0,8
5. Фтаниты с граптолитами среднего лландовери	4,0
6. Спилиты миндалекаменные	9,0
7. Чередование туффитов и грубозернистых тефрогенных песчаников, в которых много обломков кремней	14,0

Такое чередование очень типично для байтерекской разновидности комплекса. Реже в ней наблюдаются мощные (>100 м) почти сплошные пачки кислых туфов и агломератов, среди которых встречаются и лавобрекчии. Такие породы можно видеть, например, севернее западной окраины пос. Ленинское. Присутствие в эффузивном комплексе туфов кислого и среднего состава сближает его с некоторыми разрезами херсонковского (например, с верхней частью разреза на Медесе) и сакмарского (каргалинская толща) комплексов.

На юго-востоке, в Бутакской синклинали, развиты массивные плотные спилиты, вариолиты и диабазы. Осадочных пород и туфов мало. В окрестностях аула Акай в поле развития эффузивов встречаются массивные слюдисто-кварцевые песчаники с небольшим количеством плагиоклазов и характерной гранат-турмалин-цирконовой ассоциацией акцессориев. Кроме того, здесь присутствуют пачки малиновых и зеленых глинистых сланцев. Есть липаритовые туфы, но, в отличие от байтерекской разновидности, их мало; фтаниты вообще не встречены.

Иткуловский комплекс развит локально. На юго-востоке Косистекского участка, в балке Иткул (левобережье Жаксы-Каргалы) выходят отложения лудлова, выделенные Н.И. Леоненок (1955) в карабутакскую свиту. Они резко отличаются

от всех других силурийских толщ, представляя собой образования совершенно особой фациальной зоны. Мы назвали эти отложения иткуловскими, так как их распространение ограничено балкой Иткул. Кроме упомянутого пункта, породы комплекса встречаются лишь в виде глыб в шандинской олистостроме.

Разрез комплекса следующий:

	Мощность, м
1. Силициты светло-серые	1,5 – 2,0
2. Известняки светлые, тонкозернистые, неслоистые	2,5
3. Аркозовые средне- и грубозернистые песчаники с гравием и галькой, местами косослоистые. На поверхности слоев иногда много мелких раковин брахиопод	12,0
4. Известняки розовые, мергелевидные, с большим количеством брахиопод и оротоцератид	2,0
5. Песчаники аркозовые	11,0
6. Известняки розовые, шламовые, с большим количеством остатков крупных оротоцератид; реже встречаются брахиоподы и трилобиты	3,0
7. Песчаники аркозовые, грубозернистые, гравийные, с мелкой кремневой галькой	10,0
8. Известняки светлые с оротоцератидами	1,0
9. Песчаники аркозовые, в нижней части грубозернистые, с гравием и галькой; есть гальки местных песчаников и полуразмытые линзы белого известняка с ортоцератидами, вверху песчаники мелкозернистые	7,5
10. Силициты зеленые, микрозернистые	7,0
11. Перерыв в обнажении	12,0
12. Известняки светлые, неслоистые, шламовые, с большим количеством ортоцератид и редкими брахиоподами	2,0

Структурно иткуловская толща залегает ниже сакмарского фанитового комплекса девятой пластины и, очевидно, относится к восьмой. Местами на иткуловских отложениях сохранились остатки шандинского обломочного горизонта, что характерно для пластины 8, в нем здесь присутствует тот специфический аркозовый материал, который слагает иткуловские песчаники и отсутствует в других районах развития шандинских отложений. В той же балке Иткул, в нескольких десятках метров южнее обнажения иткуловских пород, наблюдается небольшой выход гранитов, тоже относящихся к пластине 8. Очевидно, они и являлись местным источником питания при формировании лудловских осадков.

На Косистекском участке устанавливается тот же латеральный ряд комплексов, что и севернее, хотя в их составе существуют местные особенности. Сакмарские отложения имеют обычное строение. Отметим, что мощность разных ярусов неодинакова. Средний лландовери представлен мощной фанитовой толщей, а венлок – нижний лудлов – относительно маломощными глинисто-фанитовыми отложениями, среди которых появляются кремнеобломочные породы. Характерная черта разреза – присутствие туффито-гефрогенной пачки в лландоверийской его части, причем наиболее грубые и мощные слои сосредоточены на юге.

Эффузивный комплекс испытывает заметные латеральные изменения. В центральной полосе (Косистекская антиклиналь) это – спилиты и более кислые эффузивы, вплоть до кварцевых кератофиров; среди них присутствуют пачки кремнистых пород, туффитов и туфов, липаритовых, дацитовых и реже андезитовых (байтерекская разновидность). Это сближает комплекс с восточной разновидностью сугралинского комплекса в Чебаклинском и Медесском районах. В более восточной части Косистекского участка сугралинский комплекс представлен в основном спилитами с небольшим количеством осадочных и тефрогенных образований. На самом юге в нем появляются аркозы и глинистые сланцы.

Район Сухой Губерли. На широте г. Медногорска, приблизительно в 50 км к востоку от него, на левобережье р. Сухая Губерля обнажаются силу-

рийские толщи, сходные с некоторыми отложениями Сакмарской зоны. И хотя район Сухой Губерли не относится к этой зоне, располагаясь уже на восточточном склоне Урала, мы кратко остановимся на развитых здесь отложениях.

Херсонковский комплекс по строению и набору пород больше всего сходен с херсонковским комплексом Медесского участка. Здесь тоже в нижней части разреза развиты грубые микститы, похожие на салтакские, выше которых лежит мощная "гемно-оливковая толща" тонких туффитов и спонголитов с прослоями полимиктовых и кремневых песчаников (см. рис. 22, разрез 26).

Грубообломочные отложения – это несортированная смесь фрагментов разной величины. Основная масса породы песчано-гравийная; в ней беспорядочно рассеяны угловатые обломки размером от 1 до 5 см. Преобладают зеленокаменно измененные изверженные породы; в сравнительно небольшом количестве присутствуют кремневые обломки. Характерны крупные (несколько метров) отторженцы изверженных пород. Вверх по разрезу заметно увеличивается количество кремневых обломков, как мелких, так и крупных; появляются смятые и "раздавленные" отторженцы силицитов и туффитов. Видимая мощность отложений – около 30 м.

Верхняя толща сложена преимущественно гонкозернистыми породами: туфами, кремнистыми туффитами, силицитами, среди которых преобладают спонголиты. Цвета пород темные, иногда почти черные, но всегда с разными оттенками зеленого. Среди туфов преобладают витрические с небольшой примесью плагиоклазовой кластики. Однообразие разреза нарушается местами присутствием полимиктовых песчаников; они состоят из обломков зеленокаменных пород, хлорита, плагиоклазов, кварца (эффузивного), пертита, кремнистых пород, кальцита; в мелкой фракции присутствуют хромшпинель, эпидот, сфен. Толща наслоена неравномерно. В одних пачках преобладают твердые кремнистые породы, разделенные небольшими менее крепкими кремнисто-туффитово-туфовыми пакетами, в других, наоборот, последние доминируют.

По набору пород и общему строению отложения похожи на некоторые толщи херсонковского комплекса Сакмарской зоны (Медесский, Чабаклинский, Медногорский участки). Особенно близкий состав имеют отложения по руч.Салтак и в низовьях Губерли. Обычно такие спонголитово-туффитовые толщи сосредоточены в верхней, лудловской, части разреза и, очевидно, переходят в девон, как это показывает разрез по р.Тарангул. От "флишеподобных" толщ херсонковского комплекса (западная разновидность) рассматриваемые отложения заметно отличаются как стратификацией, так и много меньшим количеством кремнеобломочных пород.

Сугралинский комплекс представлен, как обычно, спилитами и различно раскристаллизованными диабазами. Часто породы миндалекаменные, местами гематитизированные. Сравнительно редко среди спилитов встречаются линзы осветленных фтанитов, кремнисто-железистых пород и витрических туфов.

Таким образом, в районе Сухой Губерли развиты толщи, близкие по составу и строению к восточным комплексам Сакмарского аллохтона.

ТИПЫ ПОРОД

ЭФФУЗИВНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Эффузивные и субвулканические породы тесно пространственно связаны. Первые резко преобладают, составляя около 90% массивных изверженных пород. Среди них наиболее развиты основные и кислые разности. Вторые представлены, как правило, наклонными дайками и маломощными силлами. Они также представлены основными и кислыми разностями. Эффузивные и субвулканические породы очень сходны по минеральному и химическому составу и имеют близкие структуры. Часто различить их можно только по форме залегания.

Петрографическая характеристика

Известно, что палеогипные вулканические породы в результате метаморфизма часто претерпевают существенную минеральную и структурную трансформацию при сохранении химической характеристики. В результате возникло два параллельных номенклагурных ряда – "петрографический" и "петрохимический", что приводит к некоторым расхождениям в наименовании одной и той же породы (базальт, спилит). Ниже, при петрографическом описании вулканических пород их названия будут даны в соотвегствии с петрографической классификацией А.Н.Заварицкого (1961) и Ю.Ир. Половинкиной (1966), а в петрохимическом разделе используегся химическая классификация Ф.Ю. Левинсон-Лессинга.

Группа базальта. Это – базальты, диабазы, долериты, спилиты и вариолиты. В количественном отношении преобладают спилиты.

Базальты встречаются очень редко. Это темные, почги черные, мало измененные, плотные или миндалекаменные породы. Они состоят из основного плагиоклаза (лабрадор, редко лабрадор-битовнит), моноклинных пироксенов (авгит, диопсид), реже встречаются псевдоморфозы по оливину и палагонитизированные участки вулканического стекла, по которому развиваются хлорит, пренит, гидроокислы железа. Различаются афировые и пофировые базальты. Структура основной массы обычно интерсертальная. Если встречаются миндалины, то они обычно мелкие, выполнены хлоритом или кальцитом, реже халцедоном.

Характерно, что моноклинные пироксены в базальтах не изменены, тогда как плагиоклазы нередко частично альбитизированы и хлоритизированы. Встречаются также в очень небольшом количестве акцессорные минералы (апатит, магнетит).

Диабазы сложены крупными кристаллами моноклинного пироксена (авгит, диопсид) и уплиненными идиоморфными кристаллами альбита. Промежутки заполнены хлоритом и гидроокислами железа. Структура офитовая, участками интерсергальная и голеитовая. Иногда встречаются миндалекаменные разности. Миндалины выполнены хлоритом, пренитом, цеолитом и кальцитом. Акцессорные минералы: апатит и магнетит.

Долериты по минеральному составу близки к диабазам, но наряду с альбитом сохраняются основные плагиоклазы (лабрадор, андезин). Изредка присутствуют мелкие редкие опацитизированные кристаллы зелено-бурой роговой обманки и единичные ксеноморфные кристаллы ортоклаза. Структура долеритовая.

Спилиты темно-серые до черных и зеленоватo-серые, как правило, гонко- и мелкокристаллические, плотные, реже миндалекаменные. Встречаются голщи с шаровой подушечной отдельностью. Структура – афировая, порфировая или вариолитовая (вариолиты). Главными породообразующими минералами вкрапленников являются альбит, альбитизированный лабрадор, редко лабрадор-битовнит, моноклинные пироксены (авгит, диопсид), изредка оливин или псевдоморфозы по нему. Связующая масса образована полностью измененным вулканическим стеклом, содержащим лейсты и микролиты альбита и моноклинного пироксена.

По стеклу в зависимости от степени изменения развиты хлориты, эпидот, актинолит, пренит и гидроокислы железа. Структура основной массы обычно спилитовая, интерсертальная, реже микродиабазовая. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен.

Группа дацита-липарита. Она представлена кератофирами и кварцевыми кератофирами, развитыми примерно в равном количестве.

Кератофиры массивные, мелкокристаллические, серого и зеленоватo-серого цвета с порфировой структурой. Главными породообразующими минералами-вкрапленниками являются плагиоклазы; меньшее значение имеют роговая обманка и моноклинные пироксены авгит-диопсидового ряда, иногда – биотит. Плагиоклазы, как правило, представлены альбитом, реже альбитизированным андезином или лабрадором. Роговая обманка встречается в виде рассеянных

удлиненных кристаллов, часто с периферии опацитизированных, кальцитизированных и ожелезненных. Очень редко среди вкрапленников встречаются мелкие ксеноморфные кристаллы ортоклаза, которые обычно в этих случаях содержатся и в основной массе. По вулканическому стеклу основной массы, насыщенному микролитами альбита, интенсивно развиты хлориты, гидроокислы железа и карбонаты. Структура ее микролитовая, реже пилотакситовая, трахитовая. Акцессорные минералы те же, что в основных породах.

Кварцевые кератофиры характеризуются почти полнокристаллической основной массой кварц-альбитового состава, имеющей сферолитовую или микропойкилитовую структуру. Участками присутствуют хлорит и гидроокислы железа. В мелкокристаллической основной массе много вкрапленников кварца и альбита, иногда образующих гломеропорфировые сростки. Изредка среди порфировых вкрапленников и в основной массе присутствуют мелкие кристаллы ортоклаза. Акцессорные минералы: апатит, сфен и циркон.

Петрохимическая характеристика

В этом разделе рассмотрены совместно особенности химического состава эффузивных и субинтрузивных пород. Условия кристаллизации пород субинтрузивной фации (общее давление, скорость остывания, парциальное давление кислорода, отделение летучей фазы) близки к условиям кристаллизации пород эффузивной фации при подводном излиянии. Поэтому влиянием условий кристаллизации на особенности химического состава пород, принадлежащих к различным фациям, в данном случае можно пренебречь. Анализируется репрезентативная выборка вулканических пород, состоящая из 53 химических анализов. В соответствии с классификацией Х. Куно (Kuno, 1966), в состав комплекса входят три серии: толеитовая (17% общего объема), высокоглиноземистая (17%) и щелочная оливин-базальтовая (66%, рис. 28). Таким образом, облик вулканического комплекса определяет щелочная оливин-базальтовая серия. По степени дифференцированности сугралинский комплекс может быть отнесен к контрастно дифференцированным. Об этом свидетельствует двумодальный характер гистограмм с модами, лежащими в области базальта и липарита (см. рис. 28). Преобладают основные дифференциаты, составляя 77% общего объема изверженных пород комплекса.

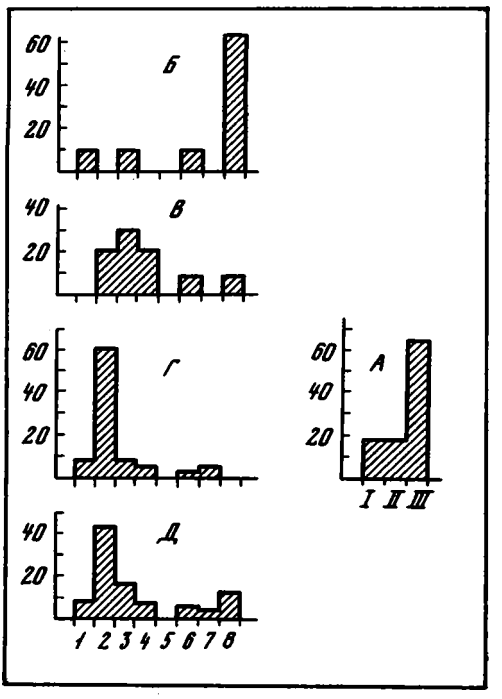


Рис. 28. Гистограммы соотношений (%) вулканических серий и степени дифференцированности пород комплекса

А – соотношение вулканических серий: *I* – толеитовая, *II* – высокоглиноземистая, *III* – щелочная оливин-базальтовая; степень дифференцированности: *Б* – толеитовая, *В* – высокоглиноземистая, *Г* – щелочная оливин-базальтовая, *Д* – комплекс в целом

Дифференциаты по Ф.Ю. Левинсону-Лессингу: *1* – пикритовый базальт, *2* – базальт, *3* – андезито-базальт, *4* – андезит, *5* – андезито-дацит, *6* – дацит, *7* – дацито-липарит, *8* – липарит

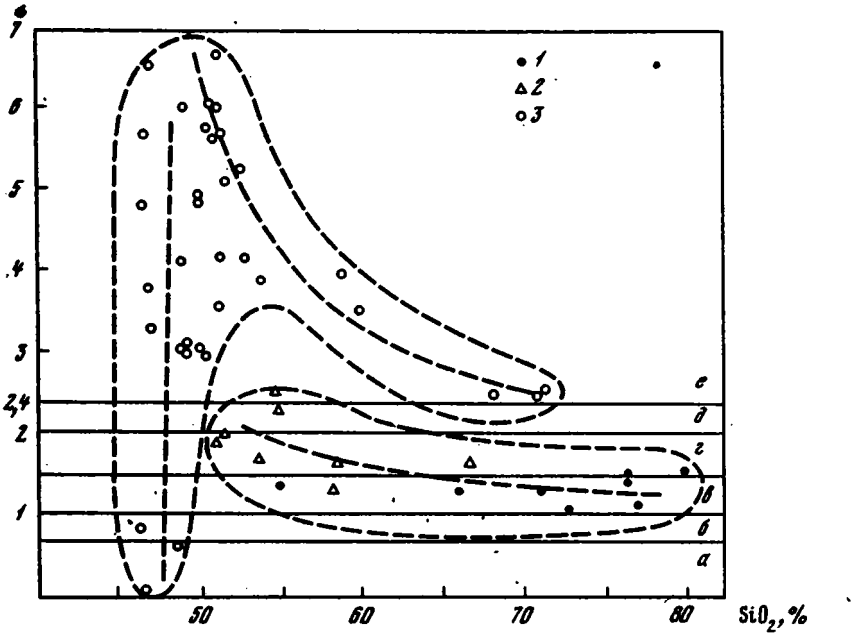


Рис. 29. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Ритмана (σ) и кремнекислотности

Вулканические серии по Ритману: *а* – сверхизвестковая, *б* – известковая, *в* – известково-щелочная, *г* – субизвестково-щелочная, *д* – субизвестково-натровая, *е* – слабощелочная

Вулканические серии по Х.Куно: *1* – толеитовая, *2* – высокоглиноземистая, *3* – щелочная оливин-базальтовая

На диаграмме Ритмана ($\sigma - SiO_2$, где $\sigma = \frac{(Na_2O+K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$) фигуративные точки составов пород заняли два довольно четко ограниченных поля. Первое характеризуется слабо проявленной обратной корреляционной зависимостью коэффициента Ритмана от кремнекислотности пород. Это поле включает толеитовую и высокоглиноземистую серии Куно и соответствует известково-щелочной и субизвестково-щелочной сериям Ритмана. Второе поле ограничивает два роя фигуративных точек. Один из них не обнаруживает никакой корреляционной зависимости между сравниваемыми величинами, а второй – четкую обратную. Это поле ограничивает щелочную оливин-базальтовую серию Куно и включает сверхизвестковистую, известковистую и щелочную серии Ритмана (рис. 29). Отсутствие корреляционной зависимости между коэффициентом Ритмана и кремнекислотностью в одном из роев точек второго поля указывает на значительное вторичное преобразование пород, которое в первую очередь заключается в увеличении их общей щелочности. Эта особенность пород отчетливо проявляется на диаграмме Миясиро (Miyashiro, 1975), где поле фигуративных точек достаточно широко растянуто вдоль абсциссы, а по ординате выходит за пределы поля неизмененных пород. Здесь в зону измененных пород также попадают главным образом породы щелочной оливин-базальтовой серии (рис. 30).

На вариационной диаграмме: $t - SiO_2$, где $t = \frac{Al_2O_3 - Na_2O}{TiO_2}$ (Gottini, 1970), фигуративные точки пород, отвечающие щелочным оливин-базальтовым, высокоглиноземистым и толеитовым сериям, занимают три в значительной мере перекрывающихся поля. В породах высокоглиноземистой и толеитовой серий

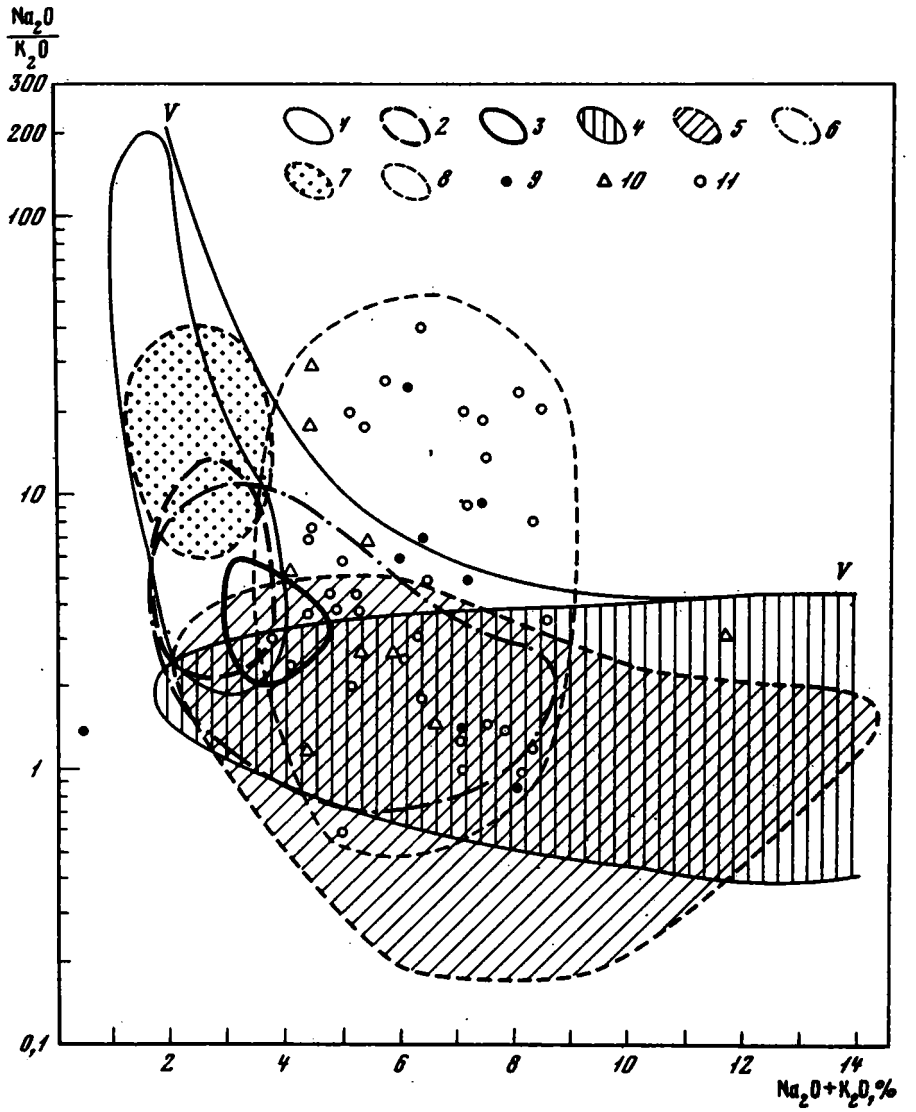


Рис. 30. Диаграмма Миясиро

1–8 – поля базальтоидов: *1* – исландские толеиты, *2* – гавайские толеиты, *3* – исландские щелочные породы, *4* – щелочные породы атлантических островов, *5* – континентальные щелочные породы Восточной Азии, *6* – вулканические породы островных дуг, *7* – абиссальные толеиты, *8* – вулканические породы сугралинского комплекса; *9–11* – вулканические серии по Х.Куно: *9* – толеитовая, *10* – высокоглиноземистая, *11* – щелочная оливин-базальтовая; *V–V* – верхний предел для неизмененных пород

проявляется слабая прямая корреляционная зависимость между коэффициентом Готтини и кремнекислотностью. Причем породы толеитовой серии в среднем характеризуются более высокими значениями коэффициента *t* по сравнению с породами высокоглиноземистой серии, что свидетельствует об их более низкой гитанистости. В породах щелочной оливин-базальтовой серии корреляционной зависимости между сравниваемыми величинами практически нет (рис.31). По всей вероятности, это связано с трансформацией состава пород по содержанию натрия.

Коэффициенты Готтини (t) и Ритмана (σ) не связаны между собой корреляционной зависимостью, однако поле, ограничивающее породы щелочной

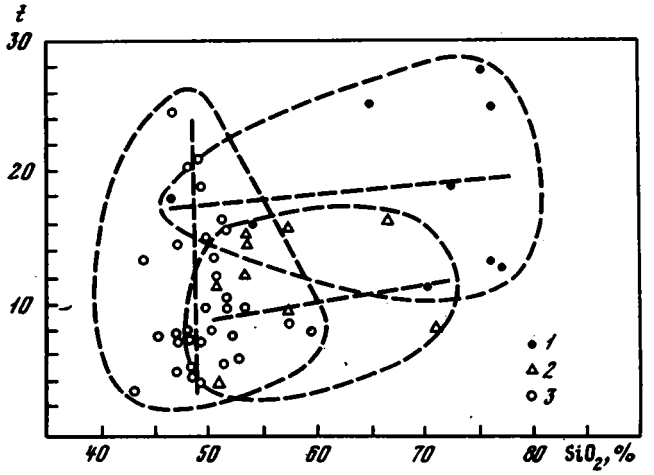


Рис. 31. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Готтини (t) и кремнекислотности

Вулканические серии по Х.Куно: *1* – толеитовая, *2* – высокоглиноземистая, *3* – щелочная оливин-базальтовая

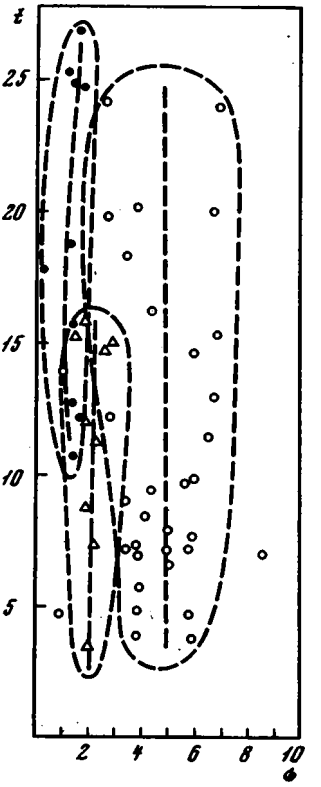


Рис. 32. Вариационная диаграмма соотношения коэффициентов Готтини (t) и Ритмана (σ)

Усл. обозн. см. на рис. 31

оливин-базальтовой серии, смещено по оси абсцисс по сравнению с полями толеитовой и высокоглиноземистой серий, что также может быть объяснено трансформацией состава пород по щелочности (рис. 32).

На двухкомпонентной диаграмме, построенной в координатах $t - TiO_2$, фигуративные точки состава пород комплекса легли достаточно плотно, но с некоторым различием в корреляционной зависимости рассматриваемых компонентов.

В толеитовой и высоконглиноземистой сериях слабо проявлена обратная линейная корреляционная зависимость, а в щелочной оливин-базальтовой – обратная логарифмическая (рис. 33). Такое расположение точек на диаграмме может быть объяснено тем, что дифференциация магматического расплава была различной в трех рассматриваемых сериях и привела к разным уровням концентрации титана. Корреляционные соотношения между титаном и цирконием подтверждают этот вывод (рис. 34).

Селективная щелочность рассматриваемых пород не зависит от их кремнекислотности. Это может быть объяснено нарушением соотношения щелочных элементов, вызванным вторичным преобразованием пород.

Различные степень и характер дифференцированности пород отчетливо выявляются на двухкомпонентных интегральных диаграммах, предложенных Х. де ля Рошем и Ж. Летерье (de la Roche, Letterier, 1973). В каждом из выделенных полей концентрами показаны области максимальных концентраций фигуративных точек (рис. 35). Эти области во всех трех полях оконтуривают составы пород, являющихся комплементарными для каждой серии. Поэтому средние составы, вычисленные по фигуративным точкам, лежащим внутри концентров, можно считать адекватными составам расплавов, на которые разделилась первичная магма. Если в толеитовой и высокоглиноземистой сериях составы расплавов различаются по одному интегральному компоненту $x = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$, то расплав толеитовой серии отличается от названных выше по обоим компонентам $x = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $y = 6Ca + 2Mg + Al$.

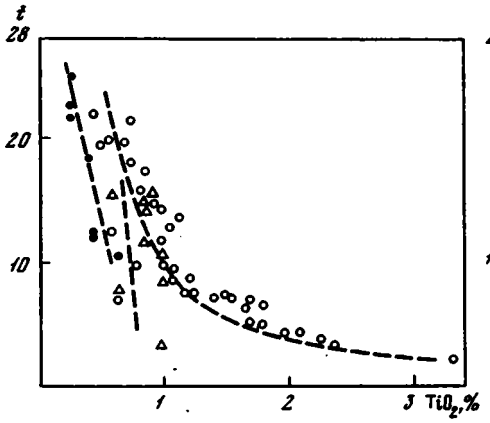


Рис. 33

Рис. 33. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Готтини (t) и TiO_2

Усл. обозн. см. на рис. 31

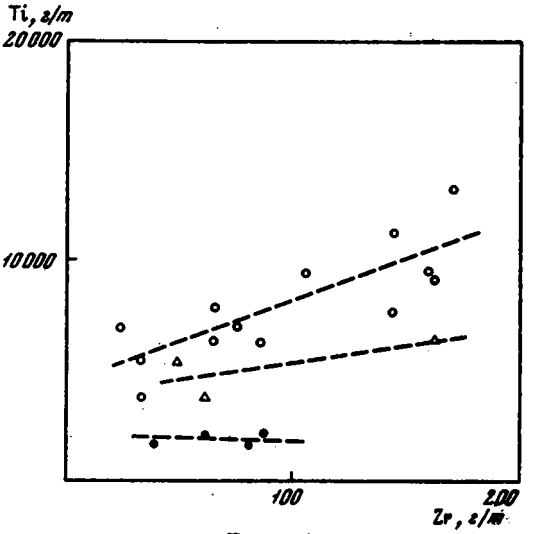


Рис. 34

Рис. 34. Вариационная диаграмма соотношения концентраций Ti и Zr

Усл. обозн. см. на рис. 31

Рис. 35. Вариационная диаграмма Х. де ля Роша и Ж. Летерье

$y = 6Ca + 2Mg + Al$; $x = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$

Содержания элементов выражены в миллиграмматоннах на 100 г породы; сплошными линиями выделены поля различных вулканических серий, пунктирными – концентры максимальной плотности точек

Усл. обозн. см. на рис. 31

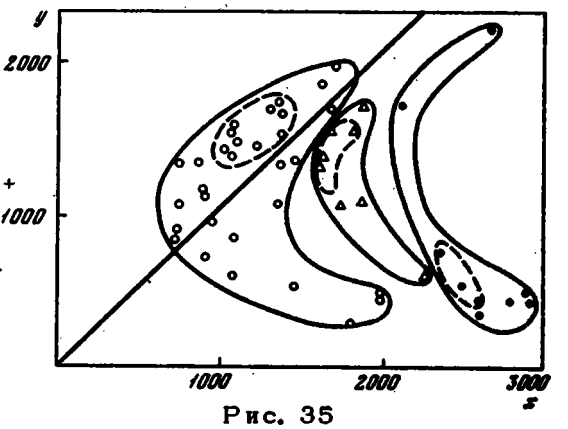


Рис. 35

В табл. 7 приведены рассчитанные составы глубинных дифференциатов щелочной оливин-базальтовой, высокоглиноземистой и толеитовой серий. Дифференциаты первых двух серий близки между собой по содержанию Al_2O_3, MgO, CaO, Na_2O и несколько различаются по содержанию SiO_2, суммарного железа и MnO. Наблюдаются значительные различия по концентрации TiO_2, K_2O и P_2O_5. Глубинный дифференциат толеитовой серии отличается от названных выше практически по содержанию всех компонентов, за исключением Na_2O.

Вероятнее всего, глубинные дифференциаты возникли из единого первичного расплава, претерпевшего фракционирование в подкоровом магматическом очаге, вследствие чего этот расплав распался на три различные по составу и объему порции. Каждая из этих порций дифференцировалась самостоятельно. Первичный расплав рассчитан как средний взвешенный по трем рассматриваемым сериям комплекса (см. табл. 7, графу IV).

В табл. 8 приведены содержания некоторых сидерофильных, халькофильных и литофильных элементов в базальтах, липарито-дацитах и липаритах сугралинского комплекса. Как видно из этой таблицы, концентрации сидерофильных и большинства литофильных элементов в основных дифференциатах этого комплекса значительно выше, чем в кислых. Литофильные элементы ведут себя некогерентно по отношению к процессу дифференциации. В целом базальты комплекса близки по уровням концентрации редких элементов к абиссальным базальтам и базальтам океанических островов.

Таблица 7

Рассчитанные химические составы первичных расплавов вулканических серий сугралинского комплекса

Компонент	I	II	III	IV
SiO_2	49,00	53,22	65,07	50,72
TiO_2	1,53	0,87	0,22	1,23
Al_2O_3	15,25	15,50	9,50	15,22
Fe_2O_3	4,44	3,17	5,73	4,24
FeO	6,77	4,98	1,33	6,11
MnO	0,25	0,15	0,06	0,22
MgO	5,40	5,43	6,96	5,45
CaO	7,90	7,99	1,87	7,58
Na_2O	4,14	3,99	4,02	4,10
K_2O	1,28	0,79	1,40	1,18
H_2O^+	2,80	2,79	0,12	2,65
H_2O^-	0,90	0,95	0,60	0,89
P_2O_5	0,31	0,15	0,04	0,26
CO_2	0,33	0,04	2,74	0,39
Сумма	100,30	100,02	99,66	100,24

Примечание. I–III – первичные расплавы серий: I – щелочной оливин-базальтовой, II – высокоглиноземистой, III – толеитовой; IV – средний взвешенный состав первичного расплава сугралинского комплекса в целом.

Таблица 8

Содержания редких элементов (10^{-4}%) в некоторых разновидностях пород сугралинского комплекса

Элемент	1	84	8	31	34	А	Б
Cr	91	40	25	8	23	65	160
V	185	165	46	7	3	175	280
Co	30	30	4	5	3	30	28
Ni	19	26	3	3	3	22	65
Cu	35	63	5	5	5	49	55
Pb	8	3	3	6	3	6	10
Mo	0,7	0,5	0,9	0,6	0,5	0,6	0,9
Ge	1,1	1,1	1,4	1,5	0,5	1,1	1,0
Ga	11	17	1,4	22	10	14	20
Zr	64	150	63	89	63	107	245

Примечание. Образцы: 1,84 – базальты, 8 – липарито-дацит, 31,34 – липариты; А – среднее по базальтам сугралинского комплекса, Б – среднее по океаническим базальтоидам (названия даны по классификации Левинсона-Лессинга).

Здесь выделяются туфы, гефрогенно-осадочные и криптотуфогенные (туфопелиты) породы.

Туфы. Они представлены кислыми (липаритовые, дацитовые) и средними (андезитовые) разностями, похожими на косистекские. Иногда возникают трудности в определении основности пирокластики. Это относится к мелкозернистым туфам, материал которых испытал значительную дифференциацию и вторичное преобразование. Поэтому условно мы относим к кислым туфы, содержащие кварц, а к средним – бескварцевые породы или с единичными его зернами.

Туфы кислого состава – серые с желтым и зеленым оттенками массивные и неяснослоистые породы, крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые. В туфах различаются два компонента: обломочный (в основном кристаллокластический) и измененная связующая масса (кварц-альбитовая или кварц-альбит-хлоритовая); относительное содержание их варьирует в больших пределах (рис. 36). В более крупнообломочных породах связующей массы мало (до 10%), а в мелкообломочных она является преобладающим компонентом и в ней рассеяны кристаллические осколки алевритовой размерности. Кристаллокластика представлена кварцем и сильно пелитизированным плагиоклазом, причем иногда больше первого, а иногда – второго. В резко подчиненном количестве присутствуют литокласты и сферолиты, обычные для кварцевых кератофиров. Иногда довольно много пемзы и остроугольных хлоритизированных фрагментов (измененное стекло). Форма обломков в одних слоях оскольчатая, угловатая, призматическая (плагиоклазы) и округлая (оплавленные зерна кварца), в других, кроме того, много плоских кварцевых обломков; последние возникали от растрескивания округлых и удлиненных зерен, и в одном шлифе можно наблюдать переходные формы от слабо фрагментированных интрателлурических кристаллов до полностью разрушенных (рис. 37, 38). Такие структурные особенности характерны и для некоторых косистекских туфов и связаны с тем же способом формирования осадка (растрескивание кристаллов в результате охлаждения и "растаскивание" фрагментов в потоке осадка). В тонких туфах, где связующая масса – основной компонент, в ней иногда улавливаются очертания витрических пепловых частиц. Очевидно, она возникла в основном в результате трансформации последних.

Таким образом, среди кислых туфов различаются кристаллокластические, кристаллоаповитрические и аповитрические разности. Они образуют ряд, отражающий гранулометрическую рассортировку единой тефры.

Туфы среднего состава представлены двумя разновидностями, различающимися цветом и характером изменения.

Первая разновидность, наиболее распространенная, – это голубовато- или зеленовато-серые массивные и неяснослоистые породы. Встречаются мелко-среднезернистые туфы, состоящие из осколков плагиоклаза (андезин, лабрадор), роговой обманки, литических фрагментов, хлоритизированных лито- и витрокластов; иногда много рудных минералов и апатита. Связующая масса скудная, хлоритовая. Гораздо чаще встречаются тонкозернистые туфы, образованные витрокластикой, трансформированной в агрегат вторичных минералов: кварца, альбита, хлорита, эпидотовых минералов; соотношение их различное: иногда преобладает кварц-хлоритовый агрегат, а иногда много микрозернистого эпидота. Первично-пепловая структура в одних образцах отчетлива, а в других почти исчезла. Часто присутствует небольшое количество мелкой плагиоклазовой кластики, попадаются единичные зерна кварца и пироксена. В некоторых слоях довольно много кусочков хлоритизированной пемзы.

Вторая разновидность (редкая) – это темно-серая плитчатая кремневидная порода, в которой прекрасно сохранилась тонкая "рогульчатая" структура (рис. 39). Стекло замещено цеолитом, а на отдельных участках пренитом. В незначительном количестве присутствуют мелкие оскольчатые кристаллы плагиоклаза, иногда с оторочкой измененного стекла. Пространство между пеп-

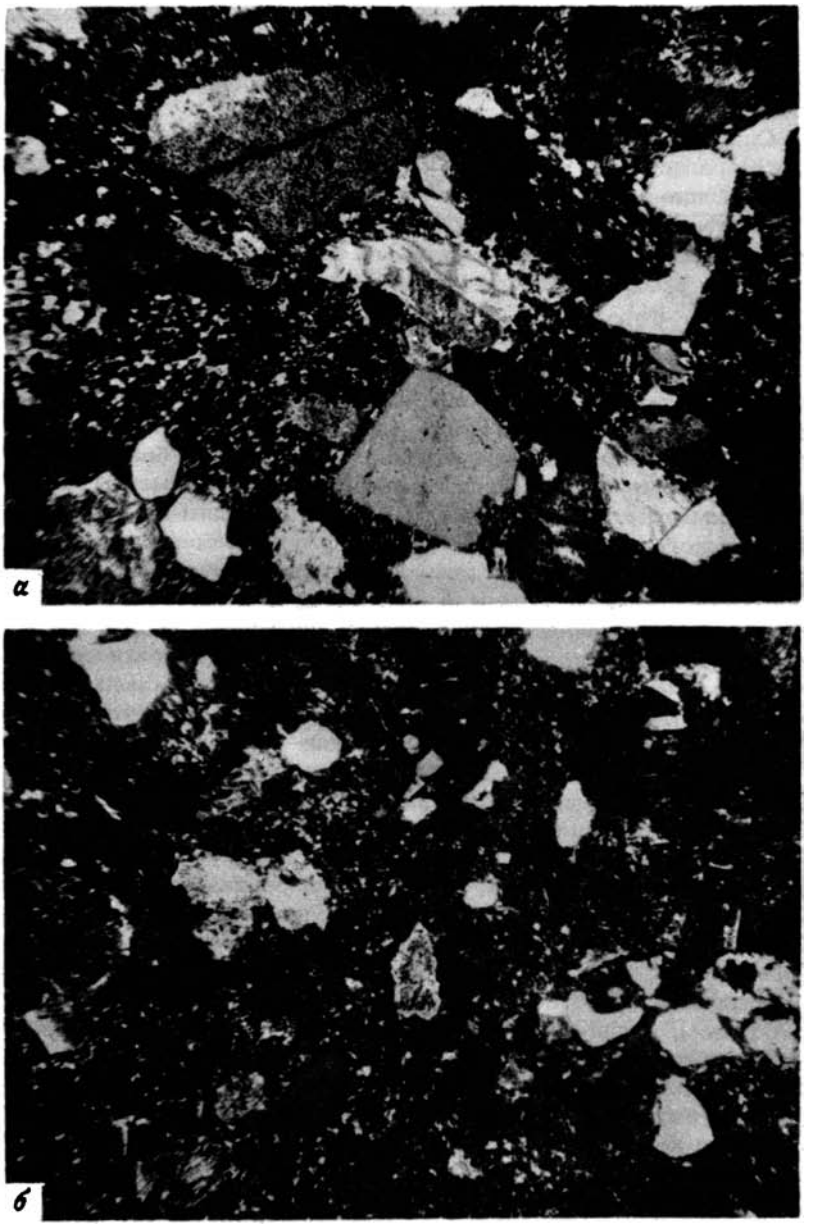


Рис. 36. Липаритовые туфы
а – среднезернистый; *б* – мелкозернистый
Шлифы; увел. 40; ник. 2

ловыми частицами заполнено пелигоморфным агрегатом вторичных минералов (хлорит, пренит), неравномерно окрашенным углеродистым веществом. Такие туфы образуют пласты толщиной 1,5–2 м, причем вверху последних материал становится мельче и появляются редкие раковинки радиолярий. Изредка в таких гонких туфах наблюдаются рассеянные крупные кристаллы плагиоклаза и обломки вариолита размером до 1–2 мм.

Сравнительно редко кислые туфы (липаритовые) встречаются в виде "самостоятельных" пачек (разрез на правобережье Медеса, с. 71), чаще же они присутствуют в одной толще с андезитовыми, причем последних больше, и

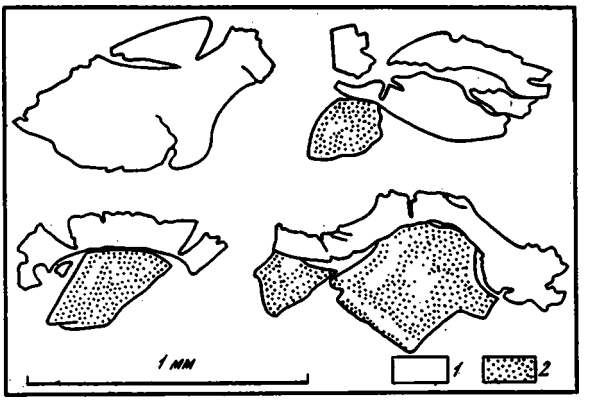


Рис. 37. Форма кристаллокластов кварца в липаритовом туфе
1 – кварц; 2 – плагиоклаз
Рисунок со шлифа

Рис. 38. Липаритовый туф, обогащенный кристаллами различной формы
Шлиф; увел. 40; ник. 1

Рис. 39. Витрический туф
Шлифы; увел. 160; ник. 1

между липаритовыми и андезитовыми гуфами различаются переходные разности. По-видимому, это свидетельствует о поступлении основной массы пирокластического материала из одной вулканической зоны (может быть, из одного вулкана). Обилие тонкой пирокластики и отсутствие грубых накоплений, как пирокластических, так и вулканотерригенных, указывают на значительную удаленность вулканов от места отложения наблюдаемых гуфов.

Тефрогены. Здесь, как и в группе туфов, выделяются породы с большим содержанием кварца и породы без или почти без него. Среди тех и других есть отложения, состоящие из обломков, в той или иной степени окатанных, и отложения из почти необработанного материала, структурно сходные с туфами; от последних они отличаются только лучшей гранулометрической отсортированностью, меньшим содержанием витрокластики и связующей массы и не столь значительными вторичными изменениями.

Липаритовые гефроиды, гефрогенные песчаники и алевролиты внешне похожи на кислые туфы. Представлены они разными гранулометрическими типами – от крупно- до мелкообломочных (рис. 40), причем преобладают среднеобломочные, всегда с примесью крупных зерен; как правило, более крупные разности хуже сортированы, чем мелкозернистые. Обломочная фракция состоит в основном из кварца, плагиоклазов и литокластов, причем чаще преобладают кристаллы. В одних слоях все три компонента точно соответствуют одной гефре: плагиоклазы представлены альбитом (или альбит-олигоклазом), а литокласты – кислыми эффузивными породами. В других с кварцем ассоциирует андезин; среди литокластов, обычно разнообразных по структуре, преобладают липариты и дациты, причем иногда в них наблюдаются вкрапленники андезина. Это позволяет считать, что ассоциация кварца со средними плагиоклазами обусловлена не смешением двух гефр, а особенностями одной гефры. В мелкообломочных породах литокластов очень мало и порода представляет собою кварц-плагиоклазовый песчаник или алевролит. Обработка материала различна не только в разных слоях, но и в одном слое и даже образце. Кварц часто утрачивает характерную оплавленную форму и дает остроугольные сглаженно-угловатые обломки (что наблюдалось и во многих туфовых слоях); плагиоклазы – призматические и угловатые, с различной степенью сглаженности граней, вплоть до сравнительно хорошо округленных; литокласты – как угловаты, так и довольно хорошо окатаны. Таким образом, обломочный материал испытал обработку, но неравномерную. Связующая масса обычно скудная, образованная хлоритом или альбит-кварц-хлоритовым агрегатом.

Андезитовые гефроиды, гефрогенные песчаники и алевролиты внешне и по структуре сходны с рассмотренными выше, но отличаются составом. Главным компонентом здесь являются плагиоклазы и литокласты (рис. 41), в виде небольшой и непостоянной примеси присутствуют кварц, роговая обманка, хлоритовые фрагменты, местами с реликтами пемзовой структуры, и осадочный компонент: оолиты и раковинный детрит. Плагиоклазы чаще всего представлены андезином (№ 35–40) и лабрадором (№ 55–60), но иногда вместе с ними встречается олигоклаз (№ 25–30). В одних слоях они свежие, в других (из тех же толщ) – почти полностью альбитизированы и пелитизированы. Литокласты иногда представлены одной породой – андезитом с фенокристами того же плагиоклаза, что слагает кристаллокластику, но нередко к ним примешано то или иное количество липаритовых, реже вариолитовых и диабазовых обломков. Кристалло- и литокластический материал присутствует в различных, иногда равных пропорциях, но чаще плагиоклазов больше, а отдельные слои почти нацело образованы ими (плагиоклазовые песчаники). Связующая масса в породах очень скудная, как правило, ее вообще нет, и зерна имеют конформные соотношения.

Рассмотренные отложения возникли из той гефры, что давала и пирокластические накопления (туфы), но она претерпела обработку (окатывание) и, главное, более совершенную гранулометрическую дифференциацию. Последняя выразилась в почти полном "удалении" тонкого витрического материала, в резком обеднении пемзой и в концентрации лито- и кристаллокластов, которые в ряде случаев тоже испытали рассортировку, вследствие чего более мелкая кристаллическая фракция образовала самостоятельные слои. Как мы видели, обломочный материал по-разному, но сравнительно слабо окатан. Это, вероятно, объясняется выпадением сразу большого количества гефры и быстрым переносом ее в довольно спокойные условия, ниже постоянного действия волн. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в некоторых слоях есть

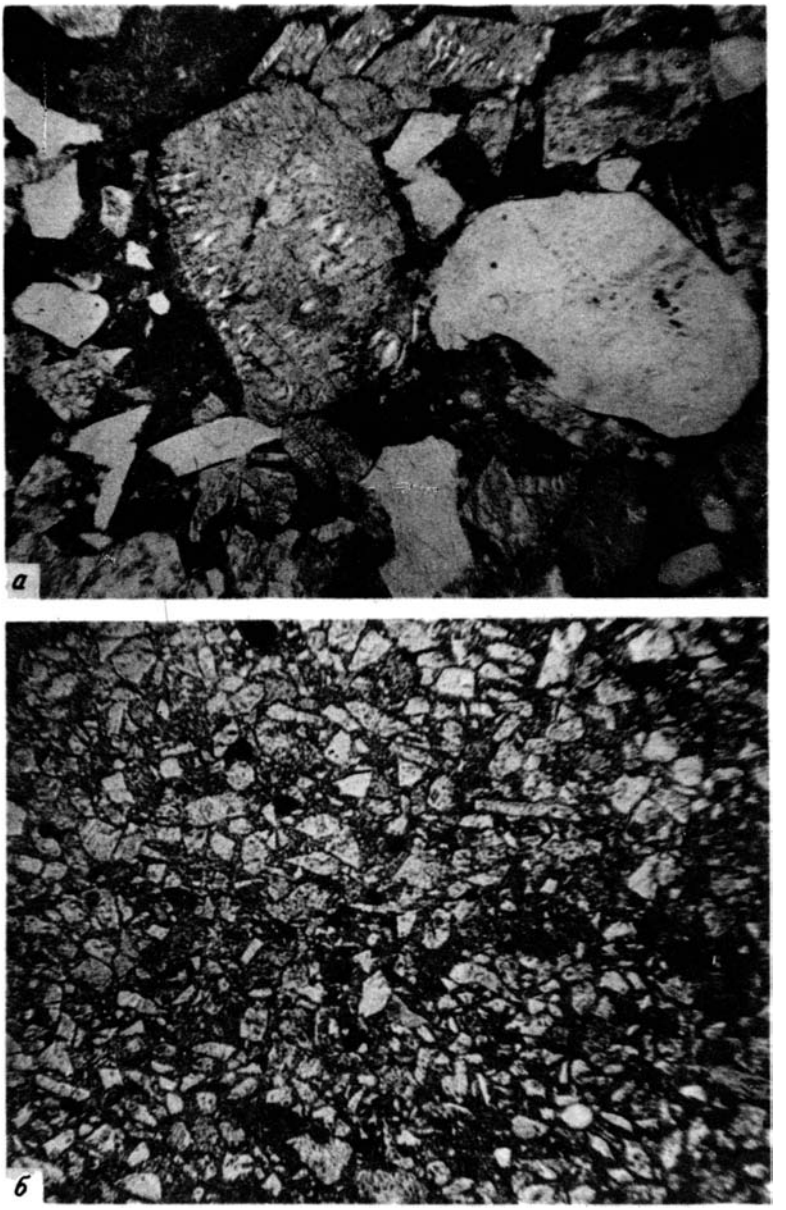


Рис. 40. Кварцсодержащие кристаллокластические тефроиды разной гранулометрии

а – песчаник; *б* – алевролит

Шлифы; увел. 40; ник. 1

примесь оолитов и детрита известковых раковин, отсутствующих в тех толщах, где развиты тефрогенные песчаники. Очевидно, тефра (или какая-то ее часть) сначала отложилась в мелководно-морских условиях, где обитали бентосные организмы, и уже позднее была вынесена в относительно глубоководные участки. Именно на мелководье материал претерпел окатывание и окончательно освободился от пелитового материала.

Криптогуфогенные породы (гуфопелиты). Это зеленые, разных оттенков, породы, то очень крепкие афанитовые, кремневидные, то менее твердые, аргиллитоподобные. Часто они однородны, с кусковатой или плитчатой

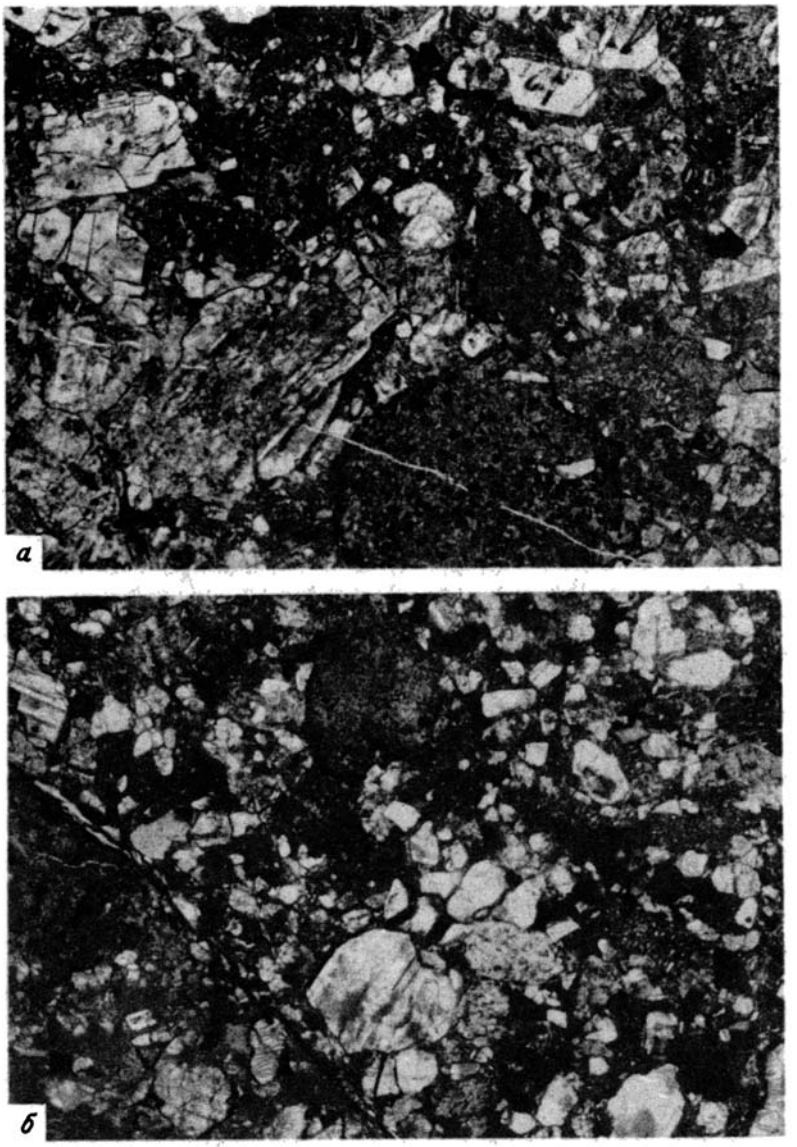


Рис. 41. Бескварцевые литокристаллокластические тефроиды
а – слабо окатанный материал; *б* – средне окатанный материал
Шлифы; увел. 20; ник. 1

отдельностью, но местами в них наблюдаются тонкая слоистость и мелкие оползневые складочки. Основной составляющей пород является тонкий агрегат кварца (обычно преобладает), хлорита и альбита, относительное количество которых от образца к образцу меняется. Содержание хлорита[1] отображают значения FeO и MgO, сумма которых в анализированных образцах колеблется от 2,32 до 6,27, что очень приближенно соответствует содержанию хлорита от 5,4 до 14,5%. О количестве альбита дает представление значение Na_2O, варь-

[1] При пересчете на минералы условно допускалось, что хлорит содержит, кроме FeO + MgO, SiO_2 – 30%, Al_2O_3 – 15% и H_2O – 12%; альбит – 10,79% Na_2O, остальное приходится на SiO_2 и Al_2O_3. Данные о составе заимствованы у А.Г. Бетехтина (1950).

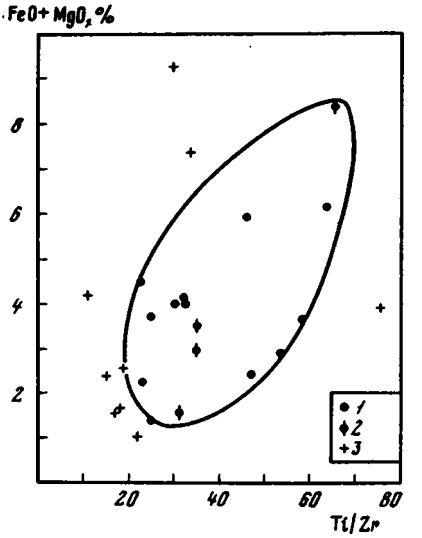


Рис. 42. График соотношения "хлоритовых компонентов" (FeO + MgO)и Ti/Zr

1 – туфопелиты; *2* – туффиты; *3* – силициты; линией очерчено поле туфогенов

ирующее от 0,79 до 6,84%; приблизительно это отвечает количеству альбита от 7 до 63%; вероятно, последняя цифра несколько завышена за счет встречающихся в породе альбитовых жилок, но все же она отражает высокоплагиоклазовый состав некоторых разновидностей туфопелитов. В отдельных образцах несколько повышено значение K_2O, что связано с присутствием глинистой примеси. Во многих прослоях есть примесь осколков плагиоклаза или плагиоклаза и кварца алевритовой размерности. Иногда различаются реликты витрических фрагментов, замещенные хлоритом, реже цеолитом. Попадаются зерна магнетита и апатита. Довольно характерны микростяжения гидроокислов железа и марганца, хотя анализы указывают на незначительное содержание последнего. Встречаются единичные остатки радиолярий и тонкие спикулы губок.

Туфопелиты обладают некоторыми геохимическими особенностями. Титано-цирконовое соотношение в них довольно хорошо коррелирует с суммой FeO и MgO (рис. 42), т.е. с содержанием хлорита. Породы бедны малыми элементами по сравнению с глинами (имеется в виду среднее значение в последних). Особенно это относится к Cr, Ni, Ga и V. Однако в некоторых образцах отмечены "подскоки" отдельных элементов; это относится к цинку ($175 \cdot 10^{-4}$%), свинцу ($48 \cdot 10^{-4}$%), хрому ($250 \cdot 10^{-4}$%), кобальту ($22 \cdot 10^{-4}$%), никелю (115 и $140 \cdot 10^{-4}$%) и меди (155 и $170 \cdot 10^{-4}$%).

Рассмотренные породы обычно развиты в одних толщах с туфами. По минеральному составу и структуре они близки к мелкозернистым разностям последних и в разрезах часто лежат над ними. Поэтому, очевидно, что существенным, а иногда, возможно, и единственным компонентом туфопелитов являлась самая тонкая фракция пепла. В одних случаях он был кислый, в других – более основной (андезитовый). Из-за сильного вторичного преобразования трудно оценить количественно соотношение в породе пирокластического компонента и осадочной примеси. В некоторых разностях она, несомненно, значительна. Чаще всего это кремнезем, резко повышающий содержание SiO_2, реже – глина. Таким образом, туфопелиты охватывают как пирокластические, так и осадочно-пирокластические породы.

ОСАДОЧНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ (ТУФФИТЫ)

Резко преобладают тонкозернистые туффиты, и небольшое распространение имеют относительно грубые, псаммитовые.

Тонкозернистые туффиты – внешне неотличимы от туфопелитов. Очень сходны они также по минеральному и химическому составу (см. рис. 42). Выделили мы их из группы туфопелитов на основании присутствия четко проявляющейся осадочной примеси в виде органических остатков. Туффиты образованы тонким агрегатом хлорита (или хлорит-монтмориллонита) и кварца с примесью альбита, количество которого в общем меньше, чем в туфопелитах. Содержания хлорита в проанализированных образцах испытывают еще большие колебания (FeO + MgO – от 1,56 до 8,51%), достигая иногда почти 20%. В единичных случаях повышены содержания Cu ($195 \cdot 10^{-4}$%) и Pb ($55 \cdot 10^{-4}$%).

Обломочная фракция в одних случаях почти отсутствует, в других довольно обильна и представлена альбитизированным плагиоклазом и хлоритизированными осколками вулканического стекла; реже вместе с ними попадаются зерна кварца. Размер обломков алевритовый. Чаще они рассеяны в породе, но иногда концентрируются в тонких прослоях и линзочках.

Псаммитовые туффиты зеленые, разной зернистости, до грубых. В них различаются два компонента: пирокластический и осадочный. Первый представлен хлоритизированной и окварцованной пемзой и осколками плагиоклазовых кристаллов, иногда слегка обработанных; второй – слабо окатанными обломками фанитов (преобладают), тонкозернистых туффитов, спилитов (мало). Связующей массы нет. Породы, как мы видим, представляют собою смесь андезитовой гефры, сходной с той, что слагает туфы, и продуктов разрушения близких по возрасту местных осадочных и вулканических пород.

Для туффитов характерны остатки кремневых губок. В тех породах, где пирокластика крупнее (мелкопесчаной размерности), размер спикул тоже крупнее (d = 0,05–0,075 мм) и они кварцевые. В тонкозернистых же туффитах спикулы очень тонкие и, как правило, замещены хлоритом. Терригенная обломочная примесь обнаружена лишь в некоторых слоях и представлена небольшим количеством мелких фанитовых зерен.

По титано-циркониевому отношению, его связи с "хлоритовым компонентом" и содержанию малых элементов туффиты очень схожи с туфопелитами. Это может свидетельствовать о единстве слагающих эти породы веществ.

ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Обломочные породы. Объем терригенных обломочных пород в формации сравнительно невелик, но представлены они разнообразно и для понимания общих условий седиментации в бассейне имеют исключительно большое значение, так как указывают на характер и положение источника терригенного материала. Выделяются три главных типа, различающиеся минеральным составом: мезомиктовые (сиалические), полимиктовые и монолитические (кремнеобломочные), между которыми существуют переходные разности.

Мезомиктовые песчаники включают три разновидности.

Первая разновидность представлена слюдисто-кварцевыми песчаниками[1], по составу и структуре очень сходными с встречающимися в косистекском комплексе. Они желтовато-серые, массивные, от грубо- до средне-мелкозернистых. Главный компонент обломочной фракции – кварц, обычно с волнистым угасанием, а среди крупных зерен довольно много кварцитов с гранобластовой (мозаичной и зубчатой) структурой; в резко подчиненном количестве присутствуют альбит и калишпаты, в том числе микроклин; всегда есть слюда (мусковит, биотит), в одних образцах ее мало, в других она обильна. Изредка попадаются тонкие аргиллитовые обломки (рис. 43) – продукт размыва местных отложений. Тяжелую фракцию в целом можно определить как гранат-цирконовую.

Сортировка обломочного материала плохая, особенно в более грубых разностях. Здесь наблюдается смесь в соизмеримых количествах крупных (0,5–1 мм) и мелких (0,1–0,2 мм) зерен, при заметном дефиците промежуточных (рис. 44, *а–в*). В более мелкозернистых разностях тоже всегда есть примесь крупных обломков, но их относительно немного, поэтому сортировка материала несколько лучше. Форма и степень окатанности зерен различна, и вместе с округлыми песчинками много угловатых, с очень неровной поверхностью. Характерны обломки, форма которых указывает на возникновение от раскола хорошо окатанных зерен (рис. 45). Часто обломки, особенно мелкие, имеют угловатые и зазубренные очертания и, очевидно, являются продуктом дезинтеграции кварцитовых песчинок.

---

[1] Вместе с ними встречаются и алевролиты, однако их мало, и они отдельно не рассматриваются.

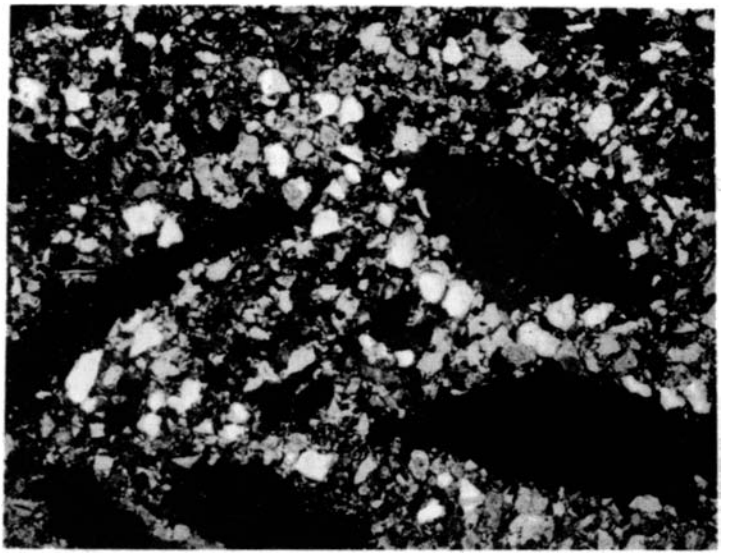


Рис. 43. Мезомиктовый песчаник первой разновидности с обломками аргиллитов
Шлиф; увел. 20; ник. 1

Изредка в породах наблюдается слоеватость (расположение пластинок слюды) или слоистость, обусловленная присутствием алевролитовых пропластков, но обычно породы массивны и материал в них расположен беспорядочно. Иногда при изучении шлифов улавливается неравномерное распределение разных по величине зерен. Более крупные из них образуют гнездовидные "сгущения" (см. рис. 44, *в*), иногда "завихренной" формы, а мелкий песок местами сосредоточен в разнонаправленных прожилках.

Связующая масса очень скудная, но она всегда имеется, вследствие чего зерна отделены одно от другого. Состоит связующая масса из тонко раздробленного обломочного и глинистого материала, иногда слегка ожелезненного.

Структурно-текстурные черты песчаников довольно необычны, но еще необычнее условия их залегания. Среди сакмарских и сугралинских пород они местами образуют довольно крупные выходы, но контакты их неясные или явно тектонические, вследствие чего положение в разрезе неопределенное. Местами песчаники залегают в виде глыб и крупных пластообразных отторженцев внутри спилито-диабазовых толщ. Характерно при этом, что песчаники встречаются среди эффузивов, приуроченных к нижним тектоническим пластинам; в верхних пластинах эффузивные толщи почти нигде не содержат сиалических песчаников, единичные же находки их здесь относятся к самым западным разрезам. Иначе говоря, сиалический обломочный материал тяготеет к западным участкам развития эффузивов, хотя и здесь его относительно немного. Участки, где песчаники имеют более широкое развитие, совпадают с распространением серпентинитовых интрузий, меланжа и олистостром. Так, их довольно много к северу и северо-востоку от г.Кувандыка, причем местами на них здесь лежат крупные глыбы кембрийских известняков (р.Бискужа, дер. Бекташево); это позволило некоторым исследователям отнести и песчаники к кембрию. Однако они встречаются в эффузивах, вмещающих горизонты силурийских фтанитов, и, как мы видели, иногда пластуются с губерлинскими (ордовикскими) породами. Поэтому их трудно "оторвать" от всего комплекса ордовикско-силурийских образований.

Мы уже отмечали (Хворова и др., 1975), что источником сиалической кластики был западный, платформенный, континент. На это указывают и минеральный состав обломков и характер распространения песчаников. Форма обломков позволяет предполагать, что материал испытал переотложение в ка-

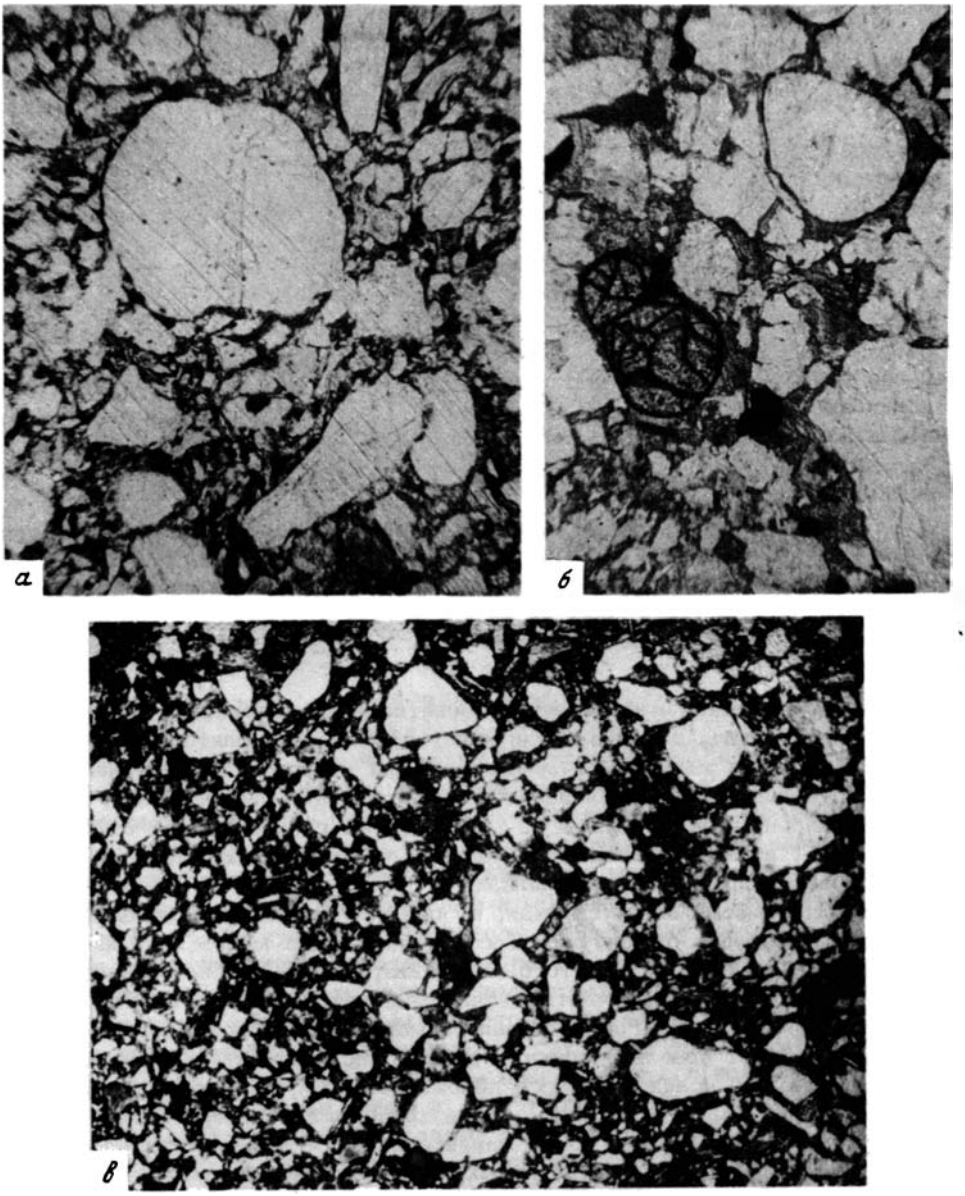


Рис. 44. Мезомиктовые песчаники первой разновидности. Видны различная окатанность зерен, плохая сортировка материала (*а, б*) и гнездовидное распределение крупной фракции (*в*)

Шлифы; увел.: *а, б* – 40, *в* – 20; ник. 1

ких-то особых условиях, вследствие чего хорошо окатанные крупные обломки были фрагментированы.

О фациальных условиях формирования песчаных накоплений судить невозможно из-за условий их распространения и залегания. Структурно-текстурные особенности их очень необычны. Поражают массивность пород, исключительно плохая сортировка материала и неравномерность распределения гранулометрически различных фракций внутри одного слоя. Вероятно, его первичная седиментационная структура была нарушена. Скорее всего нарушение происходило в водонасыщенном пласте, заключенном среди плотных пород, и по ме-

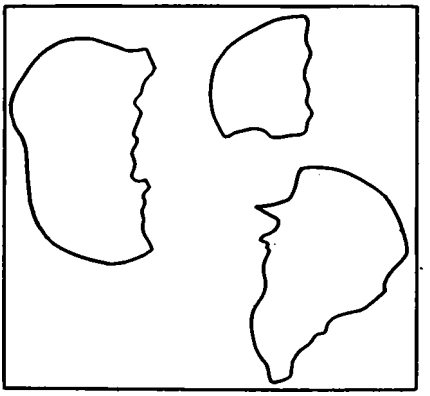


Рис. 45. Характерная форма кварцевых зерен в песчаниках первой разновидности
Рисунок со шлифа

ханизму было сходным с образованием инъекционных нептунических даек. Сейсмические толчки или тектонические движения, сопровождаемые сбросами, должны были способствовать этому явлению. Однако не все выходы песчаников можно безоговорочно относить к этой категории образований. В некоторых случаях, там, где песчаники встречаются в виде крупных выходов с тектоническими контактами, они скорее всего представляют собой огромные тектонические отторженцы с полностью или частично нарушенной структурой пород. По-видимому, присутствие песчаных пачек среди более жестких пород (эффузивных и кремнистых) способствовало движению масс именно по ним, вследствие чего они легко разрушались. Очевидно, поэтому мы часто и видим приуроченность песчаников к местам развития меланжа и олистостром.

Песчаники второй разновидности – аркозы и кварцевые аркозы – по минеральному составу сходны с песчаниками верхов кураганской свиты (с. 46). Гранулометрически они разнообразны – от грубозернистых до алевролитов. Сортировка средняя и хорошая. Окатанность в общем хорошая, хотя много угловато-окатанных зерен. Связующая масса, как правило, очень скудная.

Песчаники имеют небольшое распространение, встречаясь только в северной части зоны. Они развиты среди фтанитов, где образуют редкие, но мощные (1–2 м) пласты и небольшие пачки (до 6 м) с резкими контактами как в подошве, так и в кровле. Обычно пласты имеют однородное строение (массивны), но иногда улавливается неясно выраженное градационное распределение материала. Кроме того, во фтанитах наблюдаются пакеты с тонкими прослойками мелкозернистых песчаников и алевролитов.

Определение фациальной обстановки отложения песчаников зависит от понимания условий формирования вмещающих кремнистых осадков (фтанитов). Есть основание считать последние сравнительно глубоководными образованиями, поэтому и песчаники следует считать таковыми. По структурно-текстурным особенностям среди них выделяются отложения песчаных потоков и осадки донных течений (см. ниже, с. 194).

Песчаники третьей разновидности (пертитовые аркозы) – желтовато-серые, средне- и крупнозернистые, прослоями обогащенные гравием и мелкой галькой, состоящей преимущественно из темных кремней. Местами порода косослоистая. На поверхности плиток иногда много брахиопод, попадается костный детрит (рыбы). Состоят песчаники из кварца и калинатрового полевого шпата (жилковатый пертит); в незначительном количестве присутствуют перекристаллизованные кремнистые породы, основная масса кислых эффузивов, мусковит, хлорит. Акцессорную фракцию можно определять как ильменит-цирконовую. Окатанность материала хорошая, сортировка – от средней до плохой. Связующей массы нет (рис. 46), зерна плотно упакованы и широко развиты их конформные, инкорпорационные и микростиллолитовые соотношения. Песчаники имеют морское происхождение, но, в отличие от рассмотренных ранее, сформировались в мелководных условиях, что сказалось на их текстуре.

Сохранились песчаники лишь в одном пункте на юге района (балка Иткул), поэтому судить об их распространении нельзя. Сейчас они, как указывалось, находятся в аллохтонном залегании и формировались из местного гранитного материала.

Полимиктовые обломочные породы представлены разными гранулометрическими типами – от глыбовых микститов до алевролитов. Среди них

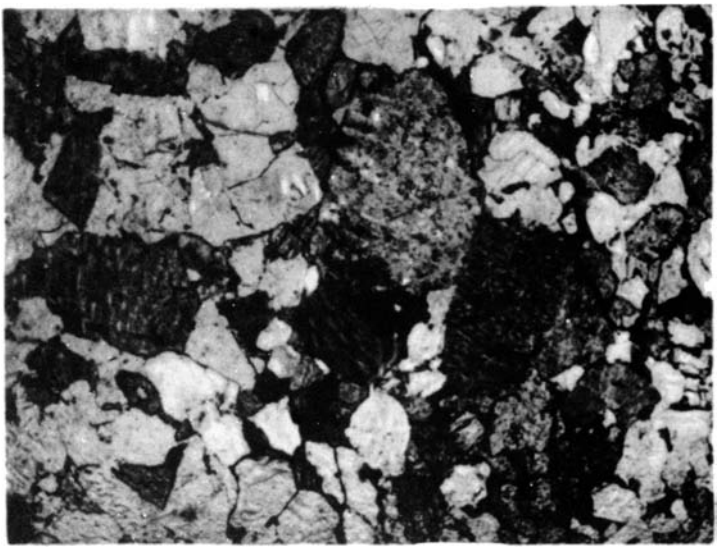


Рис. 46. Мезомиктовые песчаники третьей разновидности
Шлиф; увел. 20; ник. 1

встречаются породы, образованные почти одной "зеленокаменной" кластикой, и породы, в которых, кроме последней, присутствуют аллохтонный сиалический и местный осадочный материалы.

Микститы, как показывает название, – это несортированные отложения, в которых по существу ни одна фракция не является резко доминирующей. Характерно присутствие крупных фрагментов – глыб и отторженцев, величина которых во много раз превышает размер обломков, слагающих основную массу отложения. Выделяются две разновидности микститов, различающихся гранулометрией и составом отторженцев.

Первая представляет беспорядочную смесь обломков размером от песка до крупной гальки, а иногда и валунов (20–40 см), в которой хаотично рассеяны глыбы и отторженцы размером от одного–двух до нескольких метров. Несмотря на отсутствие сортировки, различаются более грубые разности, где связующая масса похожа на конглобрекчии или конгломерат, и менее грубые, где гальки мало и порода является песчаным гравелитом. Обломочный материал полимиктовый (рис. 47, *а*), и состав его несколько варьирует. Обычно преобладают зеленокаменно измененные изверженные породы: андезиты, спилиты, диабазы (иногда с сульфидной вкрапленностью), габбро–диабазы (местами уралитизированные), а в мелкой фракции, кроме того, много альбитизированных плагиоклазов, пироксенов, эпидота, хлорита, рудных зерен. Встречаются актинолитизированная роговая обманка, обломки альбитовых и кварцевых жилок, обломки кератофиров и плагиоклазовых тефроидов. Местами такой материал почти целиком слагает основную массу микстита, причем в этом случае и глыбы образованы только спилитами, диабазами и габбро. Чаще, однако, в обломочной фракции есть примесь осадочных пород: силицитов (фтаниты, фтанитоиды), красных, зеленых и черных аргиллитов, туффитов; очень редко попадаются обломки известняка. В таких отложениях и состав глыб разнообразнее, появляется много мелких и крупных (до 10–15 м) отторженцев кремней, иногда брекчированных; реже встречаются отторженцы глинистых сланцев, кремневых песчаников, туффитов. В некоторых разрезах глыбы почти целиком образованы кремнями.

Как мы видели, например, в разрезе по руч. Салтак (с. 70), микститы из зеленокаменной кластики вверх по разрезу сменяются микститами с преобладанием кремней, причем последние особенно обогащают крупнообломочную фракцию.

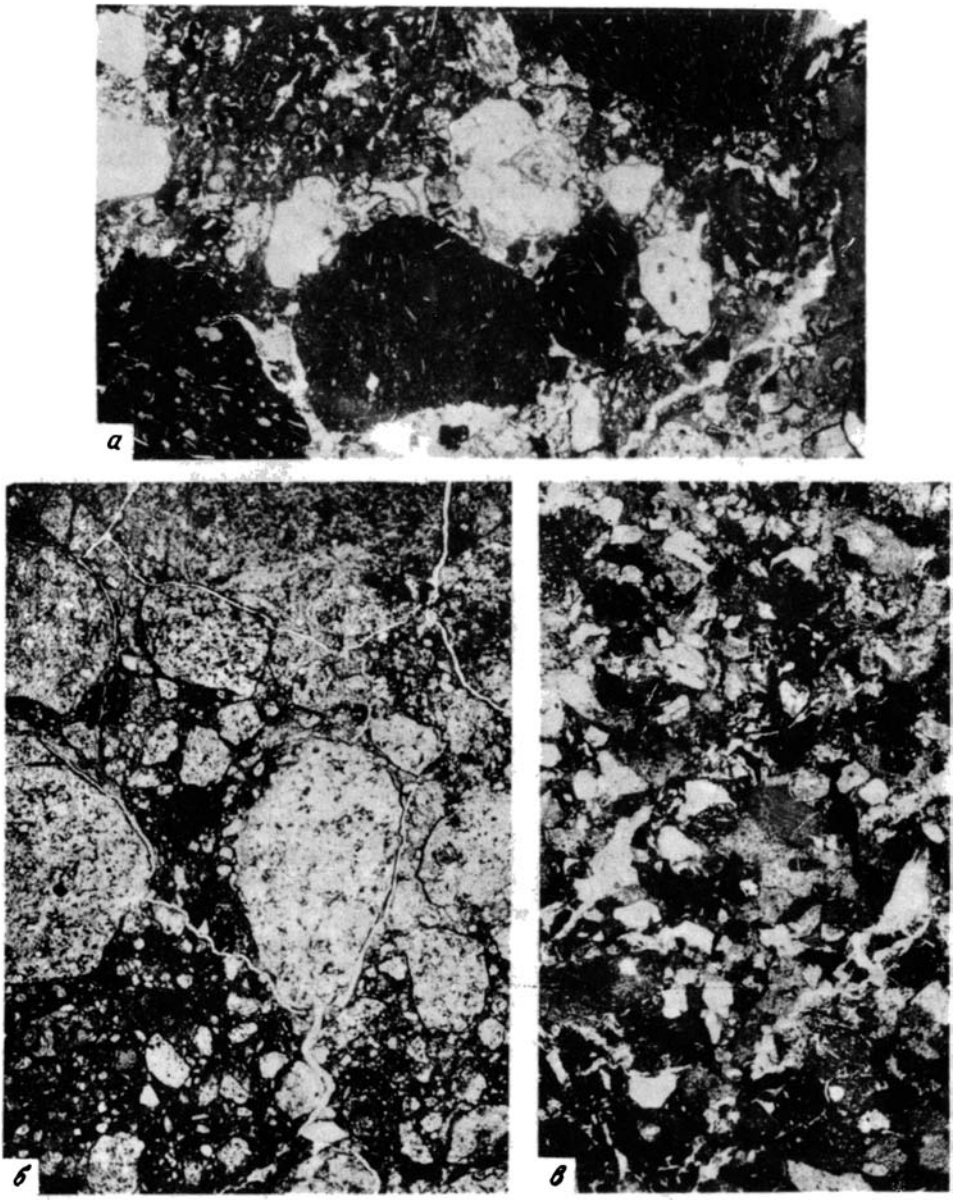


Рис. 47. Микститы (связующая масса)

а – первая разновидность, *б*, *в* – вторая разновидность (*б* – грубозернистая, *в* – мелкозернистая)

Шлифы; увел. 20; ник. 1

Окатанность обломочного материала песчано-галечной размерности разная даже в пределах одного слоя, но все же в одних выходах преобладают угловатые, а в других средне и хорошо окатанные фрагменты, что относится и к валунам. Пелитовой составляющей в связующей массе либо нет, либо очень мало. Форма глыб и отторженцев зависит от их состава. Глыбы изверженных пород обычно изометричные и неправильные, а кремневые отторженцы плоские, но иногда они образованы смятыми и будинированными породами – в этом случае форма их прихотлива.

Текстура микститов в целом массивная и хаотичная, но иногда там, где состав связующей массы не очень грубый (песчано-гравийный), плоские от-

торженцы ориентированы примерно в одном направлении и в отложениях появляются элементы стратификаций.

Микститы второй разновидности тоже состоят из двух компонентов: связующей массы и отторженцев. Связующая масса здесь, как правило, менее грубая: либо это гравийный песчаник с галькой, либо рыхлый глинистый или кремнисто-глинистый материал, смешанный с тонко перетертым обломочным. Состав связующей массы тоже полимиктовый (см. рис. 47, *в*) но здесь больше хлоритовых фрагментов и заметную роль играют кварц и обломки липаритов (см. рис. 47, *б*); очевидно, это примесь тефры. Здесь нет глыб изверженных пород, меньше обломков кремневых пластов, но характерны отторженцы полимиктовых песчаников, темно-серых и зеленых аргиллитов, спонголитов и туффитов. В некоторых выходах отложения в целом представляют обычное для микститов хаотичное массивное образование, но часто в них с различной четкостью проявляются элементы стратификации. Особенно хорошо это видно в обнажении по руч. Салтак. Здесь слоистые песчаные отторженцы расположены субпараллельно, контакты их неровные – то резкие, то расплывчатые, и можно наблюдать, как материал отторженца переходит в связующую массу микстита; последняя, таким образом, возникала от разрушения туффито-аргиллито-песчаной толщи.

Конгломераты, гравелиты по составу очень сходны с рассмотренными микститами. Слагающий их обломочный материал либо представлен только продуктами разрушения основных зеленокаменно измененных изверженных пород, либо к ним примешаны обломки андезитов (редко) и осадочных пород, преимущественно кремнистых.

Конгломераты отличаются от микститов первой разновидности несколько лучшей сортировкой материала и отсутствием глыб и пластовых отторженцев. Представлены конгломераты как крупногалечными, нередко валунными разностями, так и мелкообломочными. Сортировка слабая: в крупногалечных породах всегда есть примесь мелкой гальки, а в мелкообломочных рассеяны крупные гальки. Окатанность фрагментов в разных слоях разная, иногда они очень слабо обработаны (конглобрекчия), но часто хорошо окатаны даже валуны. Связующая масса во многих случаях отсутствует или очень скудная, но иногда ее довольно много и образована она песком (рис. 48, *а*). Внутренняя текстура пород беспорядочная и неравномерная: галька на одних участках пласта образует сплошное скопление, а на других смешана со значительным количеством песка и гравия. Местами наблюдается изменение гранулометрии в вертикальном разрезе пласта; внизу конгломерат валунно-галечный, почти без связующей массы, а кверху размер галек уменьшается и увеличивается количество песчаной связующей массы; однако и здесь среди мелкообломочного материала рассеяны крупные гальки и мелкие валуны.

Конгломераты слагают как сплошные пачки мощностью до нескольких десятков метров, так и небольшие (3–5 м) пласты, чередующиеся с песчаниками. Иногда конгломераты залегают непосредственно на эффузивных породах.

Гравелиты тесно связаны с конгломератами, отличаясь лишь гранулометрией. Они обычно песчаные, с небольшой примесью кремневых и туффитовых галек (до 5 см). Мощность гравелитовых слоев от 1 до 5 м, и часто в пределах слоя наблюдается уменьшение величины обломков от подошвы к кровле (переход в песчаник).

Песчаники (зеленокаменные граувакки) – темно-зеленые породы, главным компонентом которых являются продукты разрушения основных эффузивных и интрузивных пород. В этом отношении песчаники наследуют черты более грубых полимиктовых отложений. Однако большая дифференциация материала, а также его смешение с обломочным компонентом другого происхождения накладывают отпечаток на минеральный состав и делают его более изменчивым. Обычно в крупной фракции преобладают обломки спилитов и диабазов (см. рис. 48, *б*), в более мелкой особенно обильны хлоритизированные и актинолитизированные фрагменты, плагиоклазы, пироксены, эпидот и кварцево-эпидотовые сростки. Все эти компоненты встречаются в разных количественных

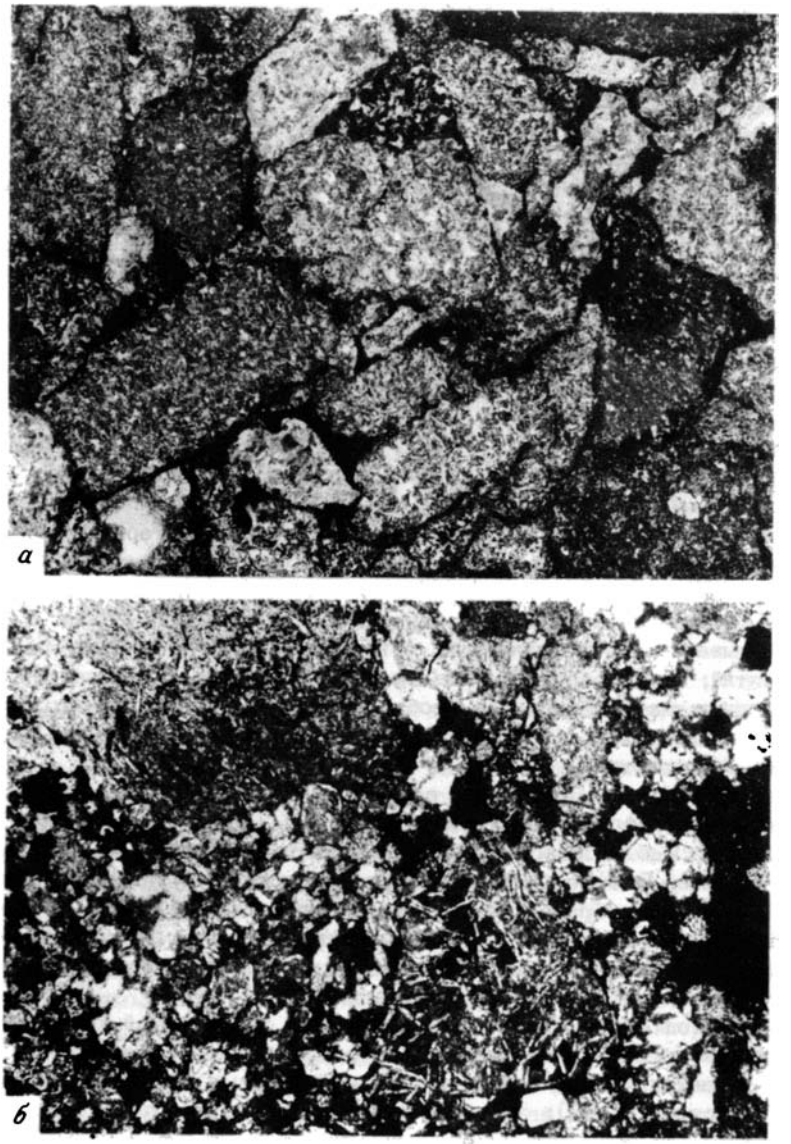


Рис. 48. Зеленокаменные граувакки
а – связующая масса в конгломерате, *б* – песчаник
Шлифы; увел. 20; ник. 1

соотношениях и относятся к "зеленокаменной кластике", вследствие чего песчаники определяются нами как зеленокаменные граувакки. Спорадически в них довольно много обломков серпентинитов и хризотил-идингситовых или хризотил-лизардитовых псевдоморфоз по оливину и пироксену; здесь же иногда много хромовой шпинели. В некоторых образцах попадаются кварц, обломки кальцита и пренита. Иногда появляется заметная примесь обломков туффитов, туфопелитов и кремнистых пород, в том числе фтанитов и яшм (местный материал).

Песчаники представлены всеми гранулометрическими классами – от крупно- до мелкозернистых. Сортировка в них средняя, улучшается с уменьшением размерности. Окатанность зерен разная. Связующей массы почти нет. Текстура массивная и градационная, нигде не обнаружено косой или волнистой слоистости. Контакты обычно резкие и неровные, причем это относится не только

к подошве, но иногда и к кровле пластов. Последние имеют мощность от 10–15 см до 3 м, редко больше. Как мы видели, встречаются зеленокаменные граувакки чаще всего в туффито-кремнистых толщах, относящихся к верхам херсонковского комплекса, но и здесь их немного. Местами эти толщи превращены в микститы, и тогда граувакковый материал входит в состав связующей массы последних.

Все рассмотренные полимиктовые отложения возникли от разрушения внутригеосинклинальных поднятий, образованных основными эффузивными породами, главным образом спилитами, вмещающими диабазовые, габбро-диабазовые интрузии и горизонты кремней. Очевидно, что в целом это соответствует сугралинскому комплексу. Незначительное количество кератофиров и кварцевых кератофиров в обломочной фракции лишь подтверждает, что источником материала были сугралинские породы, причем претерпевшие до разрушения зеленокаменный метаморфизм. Так как сугралинский комплекс и обломочные породы относятся к одной формации и возраст их близок, приходится считать, что зеленокаменное изменение происходило в геологическом масштабе времени почти синхронно с формированием комплекса. Во всяком случае в позднем силуре – раннем девоне разрушались уже метаморфизованные породы нижнего – среднего силура. Локальное присутствие в обломочном материале небольшого количества серпентинитов свидетельствует о выходе в область разрушения глубинных образований (возможно, протрузии). Это обстоятельство, как и присутствие в составе кластики интрузивных пород и кремней, иногда будинированных, указывает на тектоническую, а не вулканическую природу разрушавшихся поднятий; иначе говоря, мы имеем здесь дело не с вулканотерригенным обломочным материалом, а с особым типом терригенного. Это, конечно, не значит, что последний не содержит какого-то количества перемытой вулканотерригенной кластики.

Хорошая окатанность материала, особенно грубого (валуны), – свидетель пребывания его на мелководье и даже побережье (островном). Обилие валунов, а местами глыб и блоков позволяет предполагать наличие крутых, обрывистых берегов. Вместе с тем в породах отсутствуют текстуры, характерные для мелководных образований (косая и волнистая слоистость). Это обстоятельство, как и ассоциация с тонкими относительно глубоководными осадками, позволяет считать, что из прибрежных участков обломочный материал переотлагался в более глубокие части моря.

Кремнеобломочные породы состоят из почти одной кремнистой кластики; среди них преобладают осадочные образования, но локально широкое развитие имеют тектонические и инъекционные кремневые брекчии. Они уже были описаны (Хворова, 1974б); остановимся на их характеристике очень кратко, и лишь потому, что они дают информацию об одном из путей формирования исходного обломочного материала для образования осадков.

Тектонические брекчии имеют наиболее однообразный состав обломков (монолитические в строгом смысле). Обычно это фтаниты. Размер обломков – от долей миллиметра до 5 см, но местами рассеяны и более крупные (до 2 м). Форма угловатая, но остроребристые фрагменты не характерны. В крупных обломках наблюдаются будинаж и деформации. Связующая масса отсутствует, цементом является мелкокристаллический кварц, инкрустирующий обломки и заполняющий полости между ними. Контакты брекчий удается наблюдать редко, и они всегда тектонические. Возникли брекчии из литифицированных пород с четко выраженной пластовой отдельностью, а иногда и будинированных.

Инъекционные брекчии в одних случаях состоят из обломков фтанитов или осветленных кремней, а в других – из смеси фрагментов разной окраски (черные, голубовато-зеленые, светло-серые). Форма их угловатая, но нередко обтекаемая. Всегда различаются две гранулометрически обособленные фракции: мелкая и крупная. Первая состоит из частиц величиной от тонкой пыли до 2–3 мм, а вторая включает обломки до 2–3 см или до 10 см; в зависимости от верхнего предела размерности различаются более или менее грубые брекчии. Мелкообломочный материал можно рассматривать как связующую массу

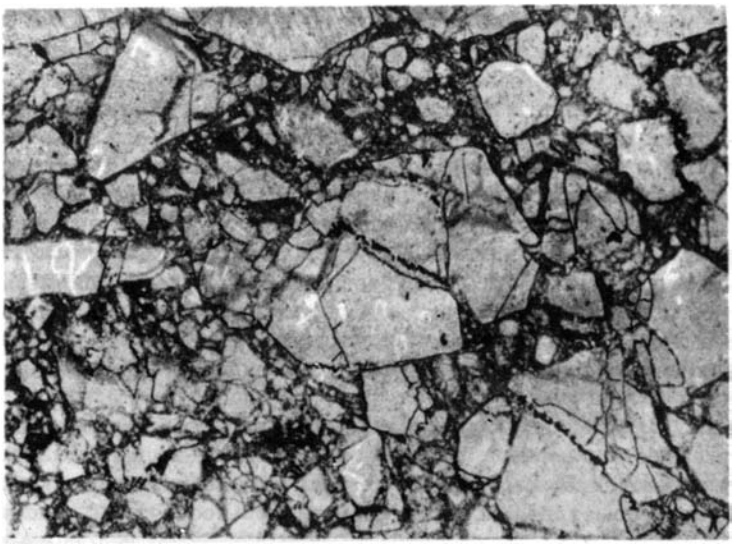


Рис. 49. Инъекционная кремневая брекчия с жилками битума

Шлиф; увел. 20; ник. 1

по отношению к крупному; она необильна и в виде прожилок внедряется в крупные фрагменты, "раздвигая" их. Цемент кварцевый, причем там, где обломки представлены черными фтанитами, он тонкокристаллический, выделяющийся светлой окраской, там же, где фтаниты обелены, он криптокристаллический, густо окрашенный органическим веществом (рис. 49). Оно образует иногда и самостоятельные жилы, которые бывают обогащены некоторыми малыми элементами. В образце из такой жилы, обработанном перекисью водорода, обнаружены повышенные содержания (в 10^{-4}%): Ni – 300, V – 315, Cu – 300, Co – 47, Zn – 700, Mo – до 11. Текстура брекчий чаще хаотичная, но местами сохранились следы горизонтального напластования.

Рассматриваемые брекчии во многом сходны с тектоническими. Они тоже монолитические и образованы на месте, без существенного перемещения фрагментов. Оба типа брекчий распространены в одних толщах и в одних и тех же районах. Различие лишь в том, что тектонические брекчии почти "бесцементны", а в рассматриваемых присутствует связующая масса, иногда обильная. Текстура ее указывает на проникновение в породу жидкости (воды), находящейся под давлением и способной перемещать в трещиноватой породе обломки. Очевидно, вода проникала в тектонически разрушенные породы и модифицировала тектонические брекчии. Характерно, что иногда при этом происходила концентрация некоторых элементов, и не только тех, которые несколько обогащают исходные фтаниты (Mo, V, Cu), но и чуждых им (Ni, Zn, Co). По-видимому, это следует трактовать как принос растворенных веществ флюидами. Обращает на себя внимание, что иногда формирование инъекционных брекчий сопровождается обелением фтанитов; как увидим, обломки обеленных кремней участвуют в образовании кремнеобломочных осадочных накоплений.

Осадочные кремнеобломочные породы представлены всеми гранулометрическими типами – от конглобрекчий до алевролитов. Все эти породы образованы обломками разнообразных по структуре и составу кремней; преобладают фтаниты и черные глинисто-кремнистые сланцы, но много также и зеленовато-серых силицитов и осветленных, в различной степени перекристаллизованных кремней; в мелкой фракции, кроме того, присутствуют перемытые остатки радиолярий и акритарх, а также фрагменты халцедоново-кварцевых жилок.

Состав кремнеобломочного материала показывает, что разрушались сакмарские кремнистые толщи, причем породы были не только литифицированы, но и

перекристаллизованы, деформированы, а местами брекчированы и изменены (обелены), хотя по возрасту (в масштабе геологического времени) они близки к формировавшимся из их обломков осадкам. Эти породы слагали внутрибассейновые поднятия, которые не могли представлять собою обширную и высокую сушу, так как она дала бы материала больше и он был бы полимиктовым. Очевидно, кремневая кластика возникала от разрушения скалистых подводных и надводных уступов и кордильер, имевших тектоническую природу. Они неоднократно появлялись в различных частях бассейна (напомним, что возраст кремнеобломочных накоплений неодинаков в разных районах).

Тектоническое дробление "готовило" материал для формирования осадочных пород, но это был, конечно, не единственный путь образования кластики. Несомненно, большую роль здесь могла играть и обычная абразия.

Кремневая кластика создала широкий спектр осадков – от очень грубых до мелкообломочных.

Конглобрекчии и гравелиты образованы материалом, обычно плохо сортированным, представляющим смесь обломков от долей сантиметра до 2–3, реже 10–15 см. Различаются более и менее грубые отложения, что определяется количеством и гранулометрией крупных фракций при постоянном присутствии того или иного количества мелких. Обломки изометричные, неправильные, угловатые и довольно хорошо окатанные. В некоторых слоях наблюдаются более крупные (до 3×35 см) плоские фрагменты аргиллитов, туффитов или кремневых песчаников, возникшие от подводного размыва местных отложений. Очень характерно незначительное содержание цемента.

Грубые разности конглобрекчий имеют мощность 10–15 м, представляя беспорядочный свал; менее грубые породы образуют пласты толщиной от 20 см до 2, редко 5 м, развитые в песчано-аргиллитово-силицитовых или, что реже, фтанитовых толщах.

Песчаники и алевролиты выделяются темным, почти черным цветом и представлены всеми гранулометрическими разностями, кроме мелкоалевритовой, которая не дает самостоятельных пород. Сортировка обычно средняя и хорошая, она улучшается с уменьшением гранулометрии. Окатанность зерен от слабой до хорошей; преобладают сглаженно-угловатые обломки. Форма зерен часто искажена пластическими деформациями и инкорпорацией. Связующей массы обычно почти нет, лишь в алевролитах она довольно обильна и состоит из глинисто-кремнистого вещества. Фракция акцессориев почти мономинеральная – пиритнач (продукт переотложения диагенетического пирита из фтанитов).

Химический анализ четырех образцов песчаника дал следующие результаты (в %): SiO_2 – 71,2–88,95; TiO_2 – 0,26–0,38; Al_2O_3 – 3,5–6,79; Fe_2O_3 – 1,5–4,5; $C_{орг}$ – 0,48–1,58; P_2O_5 – 0,25–0,77. Эти данные укладываются в пределы содержаний, характерных для фтанитов.

Песчаники и алевролиты образуют пласты разной мощности и строения. Как правило, чем мощнее слой – тем крупнее материал, его слагающий. Крупно- и среднезернистые песчаники образуют слои от 0,3–0,5 до 2,5 м, а мелкозернистые (и алевролиты) – от долей сантиметра до 20 см.

Первые характеризуется симметрично-градационным, "маятниковым" строением: наиболее грубый материал сосредоточен в средней части пласта, где часто в нем наблюдаются тонкие гальки аргиллитов. Такие пласты имеют толщину от 0,5 до 5 м и разделены мощными (до 20 м) пакетами аргиллитов, загрязненных примесью кремневого алеврита.

Второй тип пластов характеризуется асимметричным градационным распределением материала: внизу он более грубый, кверху становится все более мелким. В средне- и мелкозернистых песчаниках иногда проявляется горизонтальная слойчатость, но нигде не отмечалось косой или волнистой. Нижние контакты пластов резкие и местами слегка неровные.

К третьему типу относятся пласты, состоящие из 2–3, реже больше слоев разного гранулометрического состава. Обычно, хотя и не всегда, наблюдается определенный порядок в их расположении: относительно грубозернистый слой расположен внизу пласта, сменяясь кверху все более мелкозернистыми (асим-

метричная стратификация); границы между такими слоями резкие, и внутри каждого из них нет изменения гранулометрии или оно выражено неясно. Это отличает стратификацию от типично градационной, и мы определили ее как "ступенчато-градационную". Иногда указанная последовательность нарушается выпадением или сильной редукцией слоя какой-либо промежуточной гранулометрии, что усиливает "контрастную" или "ступенчатую" текстуру пласта в целом. Встречаются также гранулометрически однородные слои, имеющие резкие контакты с ниже- и вышележащими пелитовыми осадками; такие слои можно рассматривать как частный случай проявления ступенчато-градационной стратификации (наиболее редуцированной).

Пласты второго и третьего типа присутствуют в одних и тех же разрезах, причем первых, с простым градационным строением, относительно немного. Оба типа песчаных пластов входят в состав песчано-аргиллитовых или песчано-туффито-силицитовых толщ, характерных для херсонковского комплекса. Мощность песчаников и насыщенность ими разрезов различны. Облик этих толщ несколько напоминает флиш, хотя от типичного флиша они существенно отличаются и стратификацией, и структурой песчаников, и их текстурными особенностями.

На основе структурно-текстурной характеристики отложений, их соотношения с другими осадками, положения на фациальном профиле и сравнения с песками, встреченными в океане, мы пришли к выводу, что кремневые песчаники и алевролиты – отложения сравнительно глубоководные (Хворова, 1974а). Более грубые и мощные пласты первого типа скорее всего относятся к флюксотурбидитам, отложенным на склоне островной кордильеры, может быть, даже в каньоне. Локальное их распространение соответствует такому предположению. Пласты второго и третьего типа, развитые на более широкой площади, формировались дальше от кордильеры, и разнос слагающего их материала осуществлялся не только песчаными и суспензионными, но и обычными донными течениями, причем последние имели большое значение (см. ниже, с. 201).

В кремневых песчаниках иногда присутствует инородный материал, обычно его мало, но местами он ощутим. Чаще примесь состоит из зеленокаменной кластики, вместе с которой изредка попадаются серпентинитовые зерна. Там, где ее много, породу уже следует относить к категории полимиктовых. Таким образом, между зеленокаменными граувакками и кремнеобломочными песчаниками существуют переходные разности, связанные со смешением материала в зоне седиментации. Реже наблюдается "сиалическая примесь": кварц и альбит, калишпаты, кварциты и во многих образцах довольно обильна слюда (мусковит). Характерно, что в среднезернистых кремневых песчаниках этот материал имеет размерность мелкого песка или алеврита, что указывает на различное расположение источников кремневого и сиалического обломочного компонента.

Глинистые породы. По минеральному составу среди них выделяются два типа: гидрослюдистый и полиминеральный.

Гидрослюдистые породы представлены аргиллитами, обычно слоеватыми, местами переходящими в сланцы. Среди них различаются красные, зеленые и темные, почти черные разности. Красно-зеленые аргиллиты сходны с кураганскими и имеют небольшое распространение в формации. Они обычно тонко отмученные, без обломочной примеси. Содержание кремнезема варьирует в больших пределах, и они переходят в глинистые силициты, в том числе яшмы. Черные аргиллиты – одна из характерных пород сакмарского комплекса. Глинистое вещество образовано мельчайшими субпараллельно-ориентированными чешуйками гидрослюды. В породах несколько повышено содержание органического вещества ($C_{орг}$ до 5%) и почти всегда присутствует кремнезем. Часто содержание его таково, что порода отвечает понятию "мергель" в группе известково-глинистых образований, но место кальцита здесь занимает крипто- и микрокристаллический кварц. Текстура глинистого вещества, послойное обогащение аргиллитов органическим и кремнистым материалом обусловливают тонкоплитчатую и листоватую отдельность, на поверхности которой местами

много граптолитов. Сакмарские глинистые и глинисто-кремнистые отложения, как правило, лишены обломочной примеси. Лишь изредка (в самых западных разрезах) в них отмечается небольшая примесь мелкого кварцевого алеврита.

Полиминеральные аргиллиты состоят из диоктаэдрической гидрослюды (60-40%) и смешаннослойного триоктаэдрического хлорит-монтмориллонитового образования с малым количеством монтмориллонитовых пакетов. Внешне аргиллиты темно-зеленые, разных оттенков, часто оливковые; в обнажениях дают характерную кусковатую, костыльчатую или оскольчатую россыпь; по кливажу бывают окрашены гидроокислами марганца. Глинистое вещество образовано чешуйками, размер которых даже в одном образце варьирует в больших пределах; расположены они субпараллельно, а иногда довольно беспорядочно. Всегда значительна примесь кремнезема. Часто породы в той или иной степени загрязнены обломочным материалом алевритовой размерности, среди которого особенно выделяются кремневая кластика и оскольчатые хлоритизированные фрагменты (измененное стекло); меньше кварца и плагиоклаза. В некоторых слоях много аргиллитовых обломков (местных). В отличие от пород первого типа, органического вещества здесь мало (<1%). В породах, менее загрязненных обломочным материалом, встречаются тонкие спикулы губок и единичные радиолярии.

Полимиктовые аргиллиты характерны для херсонковского комплекса, где чередуются с кремнеобломочными породами и туффитами. Рассмотренные глинистые породы формировались в разных условиях, и происхождение самого глинистого вещества было тоже, по-видимому, разным. Гидрослюдистые глины являются в основном терригенным образованием; об этом свидетельствуют и их минеральный состав, и связь с сиалическими песчаными осадками, сносимыми с континента. Отлагались они в спокойных, сравнительно глубоководных условиях, где в широких масштабах протекало и кремненакопление. Глины второго типа полигенные, наряду с терригенным гидрослюдистым материалом в них много измененного тонкого вулканического стекла, трансформированного в монтмориллонит и хлорит. Вулканическое стекло могло представлять и обычный пепел, но основная его часть - это, по-видимому, гиалокластика, возникшая при подводных эрупциях основного расплава. Об этом свидетельствуют и характер изменений и распределение аргиллитов на площади. Отлагались такие глинисто-пеплистые осадки в менее спокойных условиях, чем обычные глинистые, на что указывают их текстура и присутствие подводных размывов (местные обломочные прослои).

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ (СИЛИЦИТЫ)

Все они имеют халцедон-кварцевый состав. Наряду с высококремнистыми разностями много обогащенных глинистым веществом и меньше содержащих примесь измененного пепла. Таким образом, между силицитами и аргиллитами, а также между силицитами и туффитами существуют постепенные переходы. В рассматриваемой формации широкое распространение имеют следующие типы силицитов.

Ф т а н и т ы и ф т а н и т о и д ы. Внешне это темные, иногда почти черные породы с раковистым изломом. Как известно (Хворова, 1968), они обладают некоторыми особенностями состава. Главное здесь - обогащение органическим веществом, содержание которого, однако, меняется в больших пределах (от следов до 5%); неравномерность его распределения в толще подчеркивается присутствием кремнисто-битуминозных сланцев (SiO_2 - 59%; $C_{орг}$ - 21,5%; Al_2O_3 - 3,8%), образующих редкие пласты и небольшие пачки. Там, где органического вещества мало, порода теряет типичный фтанитовый облик, становится темно- и синевато-серой, и тогда мы определяем ее как фтанитоид. Во фтанитах закисное железо обычно преобладает над окисным, местами наблюдается пиритная вкрапленность, марганца так мало, что чаще всего он аналитически не улавливается, часто повышено содержание фосфора и на некото-

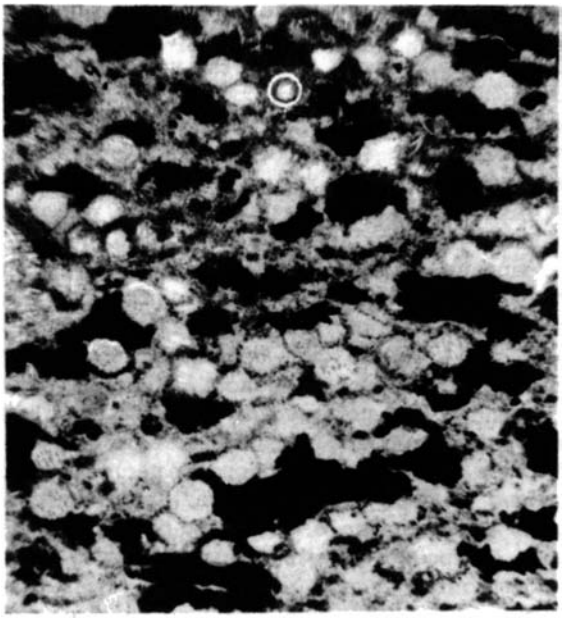


Рис. 50. Радиоляриевый фтанит
Шлиф; увел. 45; ник. 1

рых уровнях много фосфоритовых конкреций. Фтаниты обладают и специфическим набором микроэлементов[1]: при общем очень незначительном их содержании Mo, V и Cu превышают средние значения в глинах (Хворова и др., 1972).

Для фтанитов характерны радиолярии, но распределены они очень неравномерно: в одних слоях, представляющих собой однородную криптокристаллическую породу, радиоляриевых остатков нет, либо их мало, в других – обилен тонкий (0,02–0,04 мм) радиоляриевый детрит и структура более неравномерная крипто-тонкозернистая, в третьих – кварцевые или халцедоновые слепки с раковин переполняют породу (рис. 50). Чем больше органогенных остатков, тем обычно ниже содержание органического вещества. Изредка встречаются фтаниты со спикулами губок. Иногда в породе много граптолитов и неопределимого планктона с хитиноидным скелетом (акритархи?).

Текстура либо однородная даже в пределах мощного пласта, либо горизонтальнослоистая и слоеватая, что связано с неравномерным распределением органических остатков, глинистого и органического вещества; последнее нередко присутствует в виде тонких пленок и сгустков (см. рис. 50).

Как мы видели, фтаниты слагают мощные, неравномерно стратифицированные и на первый взгляд однообразные толщи, в которых чередуются с черными кремнистыми аргиллитами. В некоторых разрезах улавливается ритмичное строение. Каждый ритм начинается толстоплитчатой породой (0,5–1 м), кверху сменяющейся среднеплитчатой, а заканчивается – тонкоплитчатой, переслоенной аргиллитами. Очевидно, такая стратификация отражает неравномерное поступление кремнистого материала.

За редким исключением, фтаниты бескарбонатны, но на северо-западе зоны, как мы видели, встречаются фтаниты с примесью микрозернистого карбоната кальция, переходящие в кремнистые известняки; при появлении карбонатного материала становится заметным содержание марганца. Анализ такой породы дал следующий результат (в %): SiO_2 – 60,09; Al_2O_3 – 1,85; TiO_2 – 0,09; Fe_2O_3 – 0,70; FeO – 0,79; MgO – 0,50; MnO – 0,45; Na_2O – 0,34; K_2O – 0,56; CO_2 – 14,34; $C_{орг}$ – 0,45; P_2O_5 – 0,13.

[1] Определялись: Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, V, Mo, Zr, Ge, Ga.

Что касается фациальных условий формирования фтанитовых осадков, то больше всего данных об их относительно глубоководном происхождении. Об этом свидетельствует следующее: 1) длительное (весь силур и начало девона) отложение на больших пространствах однообразных тонких илов; 2) присутствие остатков только планктонных организмов; 3) почти полное отсутствие карбонатного материала; 4) редкое и локальное развитие обломочных пород; при этом в них нет текстур, характерных для мелководных осадков, но они обладают чертами, позволяющими предполагать формирование в относительно глубоководных условиях (см. с. 211).

Яшмы. Это кварцевые породы – от крипто- до тонкокристаллических, красные разных оттенков, местами с линзами и прослоями зеленого цвета. Преобладают твердые высококремнистые разности (80–95% SiO_2) с характерным раковистым изломом. Отдельные слои обогащены глиной или гематитом, переходят в специфические кремнисто-железистые породы, получившие местами название умбер (umbera). При повышенном содержании глины или железа яшмы теряют характерный облик, становясь менее твердыми. Карбонатная примесь отсутствует, как нет и органического вещества (табл. 9), что обусловливает преобладание окисной формы железа. Содержание марганца очень изменчиво, но обычно выше кларка в глинах; характерно локальное присутствие рудных накоплений. Микроэлементами яшмы обеднены, хотя иногда в железистых разностях повышены значения меди, свинца, цинка и германия (табл.10).

В яшмах присутствуют радиолярии и тонкие спикулы губок, причем распределены они неравномерно: одни слои переполнены ими (радиоляриевая и спонгиевая яшма), другие не содержат органических остатков или содержат их в небольшом количестве. Текстура либо однородная, либо тонкослоистая и слоеватая; характерно, что иногда наблюдается концентрация "радиоляриевых шариков" в одних прослоях, а обломков игол – в других; по-видимому, это связано с сортирующим действием течений.

Обычно яшмы не содержат обломочной примеси. Однако в некоторых разрезах они входят в состав пачек сложного состава, чередуясь с песчаниками и туффитами. Здесь яшмы содержат в отдельных слоях примесь пепла, который образует и самостоятельные тонкие (0,5–2 см) прослои обычно алевритовой и мелкопесчаной размерности. Пепел представлен витрическими фрагментами, замещенными кварц-альбитовым или хлоритовым агрегатом, вместе с которыми иногда много плагиоклазов, реже присутствует кварц; в некоторых прослоях к пеплу примешаны обломки эффузивных (литокласты), железистых и кремнистых пород, причем последние имеют относительно крупные размеры, представляя местный продукт размыва (эдафогенный). Текстура обломочных прослоев различна. В одних случаях в тонком (0,5 см) слое хорошо выражено уменьшение размера пепловых частиц и увеличение железисто-кремнистой связующей массы от подошвы к кровле; очевидно, это связано с сортировкой пепла при прохождении его через толщу воды. В других случаях наблюдаются линзовидное скопление обломочного материала, следы мелкой волновой ряби и подводных размывов (рис. 51,52). Характерно, что яшмы в таких пачках нередко имеют брекчиевидную структуру и следы оползания. Все указывает на неспокойные условия седиментации.

Яшмы тесно связаны со спилитами и, хотя выходят за пределы их распространения, обычно залегают над ними, как бы отмечая конец активных вулканических излияний. Связь эта, очевидно, не только пространственная, но и генетическая. Генезис яшм, естественно, решается в общем плане, а не применительно к одному объекту. Свидетелем вулканогенно-осадочной природы яшм является прежде всего постоянное, наблюдаемое во всех геосинклиналях их сонахождение с основными эффузивами, причем оно всюду выражено сходно, несмотря на различный общий характер седиментации в бассейнах. Кроме того, геохимические данные (Хворова и др., 1972) указывают на эксгаляционно-осадочную природу железа, являющегося вторым по значению компонентом яшм. Железо-марганцевый модуль в рудах, развитых среди яшм, очень высок, что тоже подчеркивает значение вулканогенного источника железа.

Таблица 9

Химический состав (в %) яшм и связанных с ними железистых пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	90,92	84,02	83,5	64,40	57,79	30,76	28,56	53,29
TiO_2	0,16	0,68	0,35	0,98	Нет	0,21	0,34	2,05
Al_2O_3	2,36	2,50	5,24	12,61	0,68	0,30	9,94	14,44
Fe_2O_3	0,82	4,78	3,16	4,91	39,74	61,72	34,50	15,03
FeO	1,15	1,15	0,86	2,04	0,95	1,08	0,79	1,51
CaO	0,78	0,70	0,66	1,35	1,72	2,54	16,53	2,50
MgO	0,79	1,93	1,42	2,38	0,14	Нет	2,07	1,01
MnO	0,09	0,28	0,18	0,34	0,04	0,14	0,11	0,57
Na_2O	0,30	0,38	0,40	3,10	0,23	0,23	0,23	7,94
K_2O	0,65	0,48	1,58	3,34	0,20	0,13	0,15	0,18
CO_2	0,40	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,48
$C_{орг.}$	Нет	"	"	0,04	"	"	"	Нет
P_2O_5	0,08	0,07	0,14	0,15	0,43	0,03	0,21	0,27
H_2O^+	1,08	2,69	1,48	3,02	2,11	2,67	6,88	0,62
H_2O^-	0,15		0,99	0,82				0,34
Сумма	99,73	100,66	100,04	99,64	99,83	99,81	100,31	100,17

Примечание. 1–3 – яшмы; 4 – глинистая яшма; 5,6 – кремнисто-железистые породы; 7 – железисто-кремнистое включение в спилите; 8 – спилит.

Таблица 10

Содержание редких элементов в яшмах (в 10^{-4}%) и связанных с ними железисто-кремнистых породах

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Cr	18	32	20	29	43	3	5
V	20	43	27	195	118	44	70
Co	12	12	5	11	5	7	17
Ni	65	59	16	52	10	21	46
Cu	10	106	20	138	155	11	33
Pb	5	3	5	14	156	88	49
Mo	<0,5	<1	<0,5	<0,3	<1	<1	<1
Zn	35	27	66	81	19	238	105
Ge	0,7	1,3	0,8	0,9	5,5	9,3	12,1
Ga	<3	3	3	<0,3	<3	3	30
Zr	40	151	68	86	55	22	0

Примечание. Названия пород см. в табл. 9.

Яшмы рассматриваемой формации по всем признакам соответствуют типичным представителям этой группы пород и, очевидно, имеют тот же генезис. Железо-марганцевый модуль в рудных накоплениях здесь очень высок. Локально наблюдаются повышенные значения малых элементов, характерных для эксгаляционно-осадочных образований; это относится, в частности, к меди и цин-

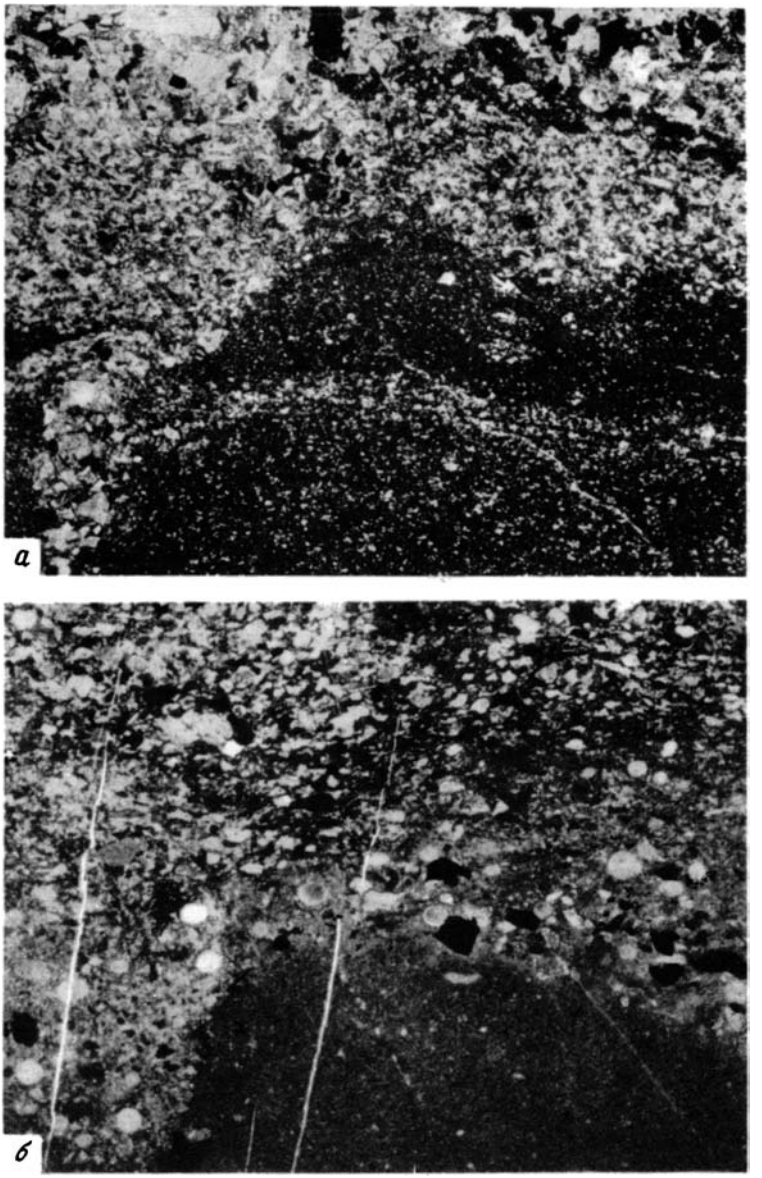


Рис. 51. Контакты между яшмой (внизу) и туфовым прослоем

Шлифы; увел.: *а* - 15, *б* - 20; ник. 1

ку, высокие значения которых отмечаются в осадках депрессий Красного моря (Дзоценидзе, 1972). Яшмовые и кремнисто-железистые образования не только слагают в формации стратифицированные толщи, но встречаются и внутри эффузивных накоплений в виде включений (иногда межподушечных) и линз. Они имеют то же содержание малых элементов, что и осадочные яшмы. Характерно, что сами спилиты в районах развития последних сильно гематитизированы (см. табл. 9, графу 8). Все это хорошо согласуется с предполагаемым генетическим соотношением спилитов и яшм.

Железисто-кремнистые (яшмовые) осадки формировались в разных условиях. Основная их масса накапливалась в спокойной и довольно глубоководной обстановке, где, однако, чувствовалось влияние придонных течений. Местами

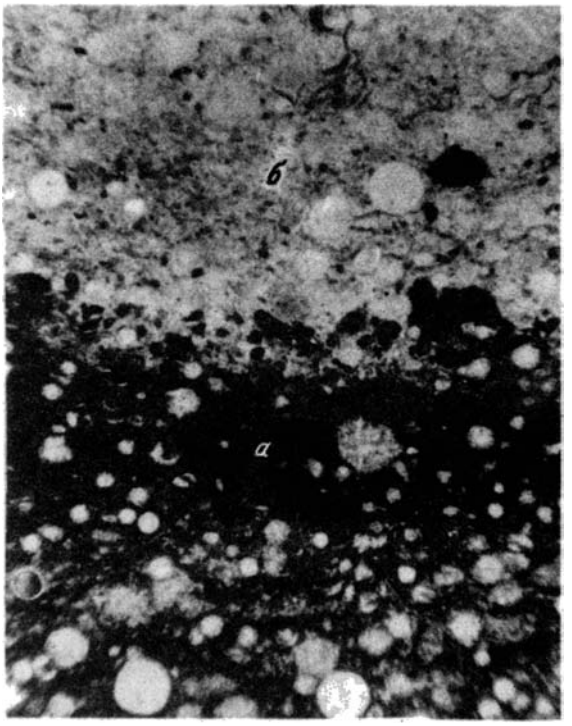


Рис. 52. Контакт между железистой яшмой *(а)* и радиоляритом *(б)*
Шлиф; увел, 45; ник. 1

эти осадки отлагались на участках с очень неспокойным режимом. Здесь осаждение тонких илов часто прерывалось размывами, приносом пепла и песчаного тефрогенного материала; присутствие брекчированных слоев указывает на сейсмически неспокойную среду.

Другие типы силицитов. Уже из описания разрезов следует, что в формации много кремнистых пород, отличающихся и от фтанитов и от яшм. Это серые, голубовато-серые и зеленые силициты разных оттенков. Среди них выделяются два типа: с радиоляриями и со спонгиями.

Первый тип – это твердая, высококремнистая порода темно- и голубовато-серая или грязно- и оливково-зеленая. Более темные разности несколько похожи на фтаниты, а зеленые – на некоторые разновидности яшм. Таким образом, уже по внешнему виду рассматриваемые силициты являются промежуточным типом между упомянутыми породами. Иногда и в разрезе они залегают между последними, но чаще образуют самостоятельные пачки, латерально замещая яшмы. По содержанию главных компонентов силициты сходны с яшмами и фтанитами, отличаясь от первых отсутствием гематита, а от вторых – ничтожным содержанием органического вещества; соответственно среди них нет железистых и углеродистых разностей; реже встречаются и глинистые. Очень низки содержания малых элементов, лишь медь иногда слегка повышена против среднего в глинах. Как правило, нет пирита (отличие от фтанитов), но попадаются образцы с окисленным сидеритом, что указывает на менее восстановительную обстановку в илах, чем это имело место в углеродисто-кремнистых осадках. Структурно-текстурные особенности и стратификация сходны с таковыми обычных фтанитов и яшм. Радиолярии тоже распространены неравномерно, обогащая некоторые прослои. Многие породы лишены органических остатков и состоят из однородной массы криптокристаллического кварца. Некоторые разности содержат примесь тонкого пепла в виде осколков хлоритизиро-

ванного стекла и плагиоклазов. Там, где пепла много, порода переходит в кремнистый туффит.

Второй тип силицитов – спонголиты резче отличаются от других кремнистых пород формации. Это оливково- и темно-зеленые, реже серые породы разной твердости: от очень твердых, высококремнистых, имеющих облик обычных кремней, до сравнительно мягких, аргиллито- и алевролитоподобных, что связано с содержанием алюмосиликатной примеси.

Высококремнистые породы состоят из криптокристаллического кремнезема, в массе которого различается большое количество очень тонких (d = 0,015–0,020 мм – в одних слоях и 0,03–0,05 мм – в других) спикул губок, иногда хорошей сохранности, а иногда сильно подробленных. Они образованы тонкокристаллическим кварцем. В незначительном количестве попадаются радиолярии. Высококремнистые разности среди рассматриваемых силицитов имеют меньшее распространение, чем среди других типов кремнистых пород.

Шире распространены спонголиты, обогащенные хлоритом. Они состоят из тонкого агрегата кремнезема и хлорита, содержание которого иногда достигает 20%. Характерно, что иногда в заметном количестве хлорит присутствует и в высококремнистых разностях. Он не только отмечается в основной массе, но часто замещает и спикулы губок. Иначе говоря, в породах имели место "хлоритовый метасоматоз" и перераспределение SiO_2, возможно межпластовое. По содержанию $FeO + MgO$ многие спонголиты аналогичны туфопелитам и туффитам, но по титано-циркониевому отношению в целом (за исключением отдельных образцов) несколько отличаются (см. фиг. 42). По-видимому, это связано с первично бо́льшим содержанием в спонголитах осадочного кремнезема. Во многих слоях присутствует тонкий пирокластический материал, представленный хлоритовыми и плагиоклазовыми осколками, реже кварцем. По сравнению с туфопелитами и туффитами количество Na_2O здесь меньше, что, возможно, связано с менее кислым составом пирокластики. Пепел либо в незначительном количестве рассеян в породе, либо концентрируется в тонких (до 0,5 см) прослойках.

Химический анализ показал незначительное и изменчивое содержание марганца. В шлифах, однако, наблюдаются иногда довольно многочисленные мелкие (от долей миллиметра до 2–3 мм) стяжения окислов марганца (рис. 53, *а*), причем часто они имеют сложную форму и состоят из рудного ядра, оконтуренного "оболочкой" кварцевых кристаллов, в свою очередь покрытой пленкой окислов марганца; нередко вокруг такого стяжения порода окрашена выделениями последних (см. рис. 53, *б*). В некоторых прослоях внутри марганцевых стяжений наблюдаются идиоморфные кристаллики пренита (см. рис. 53, *в*). Спонголиты часто пронизаны сетью тончайших трещинок и прожилок. В высококремнистых породах трещинки инкрустированы друзовидным кварцем (или альбитом) и некоторые содержат выделения окислов марганца. В более хлоритовых разностях преобладают чисто марганцовистые прожилки. При тектонических дислокациях в породах интенсивно развивается кливаж, поверхность его всегда окрашена гидроокислами марганца. Все это показывает, что первоначально отложения были несколько богаче металлом, чем сейчас, но часть его была в конечном счете "потеряна" породой.

Спонголиты встречаются в разрезах в виде мощных (до 3 м) массивных пластов с характерной кусковатой отдельностью, но чаще образуют средне- и тонконапластованные пачки, где чередуются с полиминеральными аргиллитами и туффитами. Все эти породы связаны постепенным переходом, представляя собою смесь, в разных пропорциях, глинистого, кремнистого и пирокластического материалов. Спонголиты здесь слоеваты и горизонтальнослоисты. Изредка, однако, встречаются породы с беспорядочной – взмученной и "оползневой" – текстурой. В некоторых разрезах среди спонголито-аргиллито-туффитовых толщ появляются кремневые песчаники, в которых есть и спонголитовые обломки – продукт местного подводного размыва. Характерны спонголиты и для некоторых олистостромовых горизонтов (салтакская толща).

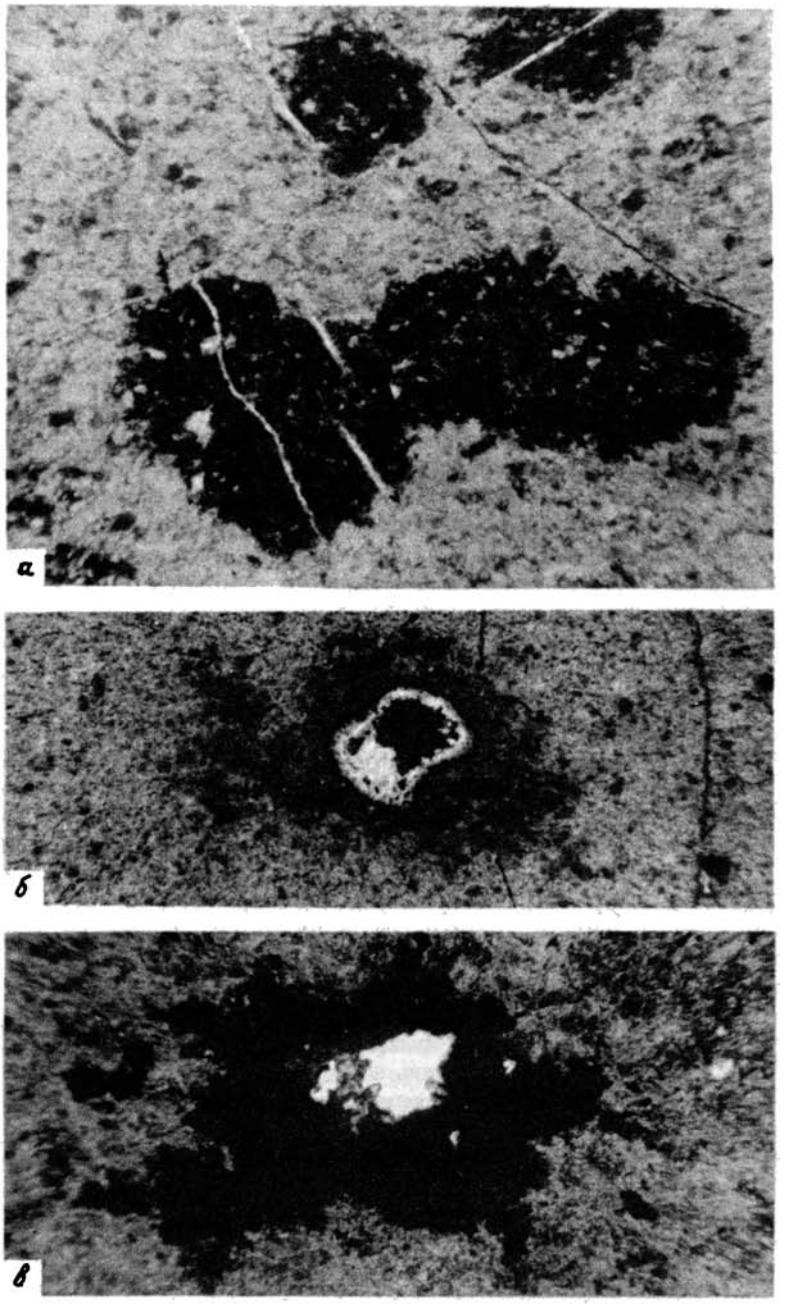


Рис. 53. Стяжения окислов марганца в кремнисто-хлоритовых (пеплистых) спонголитах

Шлифы; увел.: *а, б* – 45, *в* – 70; ник. 1

Структурно-текстурные особенности рассматриваемых силицитов и парагенетические соотношения их с другими породами позволяют считать, что они отлагались в сравнительно глубоководных, спокойных условиях, где, однако, эпизодически придонные течения сказывались на седиментации. По-видимому, кремнегубковые илы хотя бы частично распространялись в пределы склона, в результате чего в тектонически неспокойные моменты они попадали в состав грандиозных обвально-оползневых накоплений.

Распространение кремнегубковых отложений по времени и месту совпадает с поступлением в бассейн тонкого пепла; одновременно почти совсем исчезают радиоляриевые осадки.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Карбонатные породы – известняки, в формации их мало; встречаются они лишь локально, но представлены характерными для геосинклинальных отложений типами.

Прежде всего обращают на себя внимание известняки, сходные с широко известной в альпийской геосинклинальной зоне породой, получившей название "аммонитико россо". В палеозойских геосинклиналях они долго не были известны, но сейчас появляются данные об их присутствии и здесь. В рассматриваемой формации это светло-серые, почти белые, розовые и красные, массивные и плитчатые породы. Характерно присутствие ортоцератид: в одних слоях их мало (иногда даже нет), в других очень много; мелкие экземпляры соседствуют с крупными; расположены они чаще беспорядочно, но иногда субпараллельно, с тонкими концами, ориентированными в одном направлении, что указывает на влияние течений. Кроме цефалопод, встречаются гастроподы, пелециподы, трилобиты, редко брахиоподы и криноидеи. Местами много ходов роющих животных.

Основная масса породы представлена микрозернистым кальцитом в розовых и красных разностях – с неравномерно распределенной примесью окислов железа. В микрозернистой массе рассеян тонкий раковинный шламм, преимущественно цефалоподовый. В отличие от известняков аммонитико россо, желваковая структура здесь отмечается редко, и это, вероятно, связано с отсутствием или незначительным содержанием глинистой примеси. Однако там, где повышена железистость (красные разности), порода имеет пятнистый облик, что можно рассматривать как зарождение желвакового строения.

Встречаются известняки в двух сочетаниях. Во-первых, локально они образуют пласты и полуразмытые линзы толщиною 1–3 м среди грубозернистых аркозовых песчаников иткуловского комплекса. В песчаниках присутствуют известняковые гальки, но в известняках нет примеси песка. Это указывает на то, что спокойное отложение карбонатного ила эпизодически нарушалось приносом довольно большого количества песка. Очевидно, формирование таких известняково-песчаных отложений происходило вблизи островного поднятия, сложенного сиалическими породами. Во-вторых, известняки чередуются с кремнистыми породами, содержащими радиолярии; чаще это фтаниты или фтанитоиды, но иногда яшмовидные силициты; пачки такого чередования встречаются среди кремнистых толщ сакмарского комплекса. Обе ассоциации имеют небольшое распространение и находятся в аллохтонном залегании, поэтому фациальные условия их формирования определить трудно. В Средиземноморском поясе (Обуэн, 1967; Jenkyns, 1974) известняки аммонитико россо связывают с внутрибассейновыми поднятиями и относят их к пелагическим, хотя не глубоководным образованиям (иногда к нижней части шельфа). Вероятно, и в нашем случае ортоцератидовые известняки возникали на склонах поднятий, вблизи линии карбонатной компенсации, причем известняково-песчаные отложения более мелководные, чем известняково-кремнистые.

Иной тип известняка встречен на северо-западе, в районе дер. Акъюлово. Это темно-серый тонкозернистый кремнистый известняк, переходящий в известковый фтанит. В незначительном количестве присутствует мелкий полевошпатовый и кварцевый алеврит. По сравнению с фтанитами несколько повышено содержание марганца (MnO – 0,45%), на нижнем пределе находятся содержания углерода (0,45%) и фосфора (P_2O_5 – 0,13%) и очень понижены значения всех определявшихся малых элементов. Очевидно, здесь сказывается "разбавляющая роль" карбоната кальция. Развиты такие известняки среди фтанитов, где, кроме того, встречаются аркозы и кварцевые аркозы. Появление карбонатного материала указывает на расположение дна вблизи линии карбонатной

компенсации, иначе говоря, глубины здесь были меньше, чем в области распространения чисто кремнистых (фтанитовых) осадков.

Изредка среди сплошных фтанитов встречаются отдельные пласты и небольшие пачки мелко- и тонкозернистых органогенно-детритовых и сгустковых известняков; здесь различаются фрагменты брахиопод, криноидей, мшанок, водорослей, многие из них окатаны и гранулированы. Очевидно, все это – мелководный материал, принесенный течениями в относительно глубоководную зону. Иногда в породе рассеяны песчинки спилита и плагиоклазовых кристаллов. Их присутствие указывает, что материал приносился с внутренних поднятий, а не с континентального шельфа. Подчеркнем, что таких пород в формации очень мало.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ

Формация, как мы видели, состоит из большого набора вулканических и осадочных пород, некоторые из которых распространены особенно широко, определяя ее облик. Породы эти объединены в три главных комплекса, выраженные, несмотря на латеральные изменения, вполне определенно, четко отличаясь один от другого. При этом, однако, между ними существует связь, так как в каждом из них присутствует то или иное количество пород, характерных для другого комплекса.

Строение формации определяется соотношением типов отложений (комплексов) на площади и в разрезе. В отличие от обычных случаев, в аллохтонах установить взаимоотношение отложений удается лишь приближенно и даже в известной мере условно, применяя палинспастику. Предложенная палинспастическая схема основана на определенных, уже разработанных приемах и некоторых допущениях. Вероятно, возможны и несколько иные варианты реконструкций, но, по-видимому, принципиально они схему не изменят. Три комплекса существуют, фациально связаны, и можно предполагать лишь более простое или несколько более сложное их соотношение. Одной из главных трудностей, возникающих при реконструкциях, является неопределенность стратиграфического объема того или иного комплекса в конкретных случаях; особенно это относится к вулканическим и некоторым кремнисто-туффитовым толщам, палеонтологически охарактеризованным слабо и, главное, неравномерно. Это не позволяет точно сопоставить отдельные толщи и, следовательно, приводит к упрощенной и несколько искаженной картине внутренней структуры формации; может это сказаться и на определении ее границ. Преодолеть такие трудности пока нет возможности, их просто приходится иметь в виду.

На основе палинспастической реконструкции в формации выделены три градации: западная, центральная и восточная (рис. 54, 55).

Западная, фтанитовая, градация (см. рис. 55, *I*) включает отложения сакмарского и херсонковского комплексов, причем первый здесь является глав-

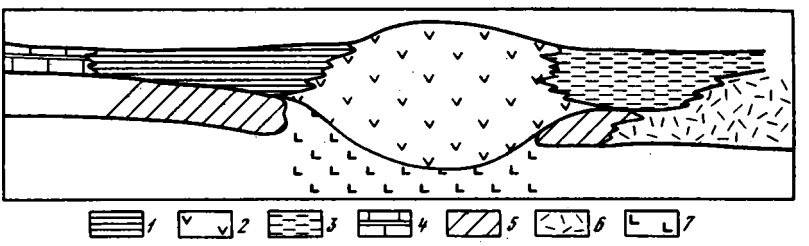


Рис. 54. Схема строения формации

1–3 – градации: *1* – западная (фтанитовая), *2* – центральная (эффузивная), *3* – восточная (туффито-кремнистая); *4* – силурийские карбонатные отложения края платформы; *5–7* – фундамент формации – комплексы: *5* – курганский аргиллитовый, *6* – косистекский туффитовый, *7* – меланократовый

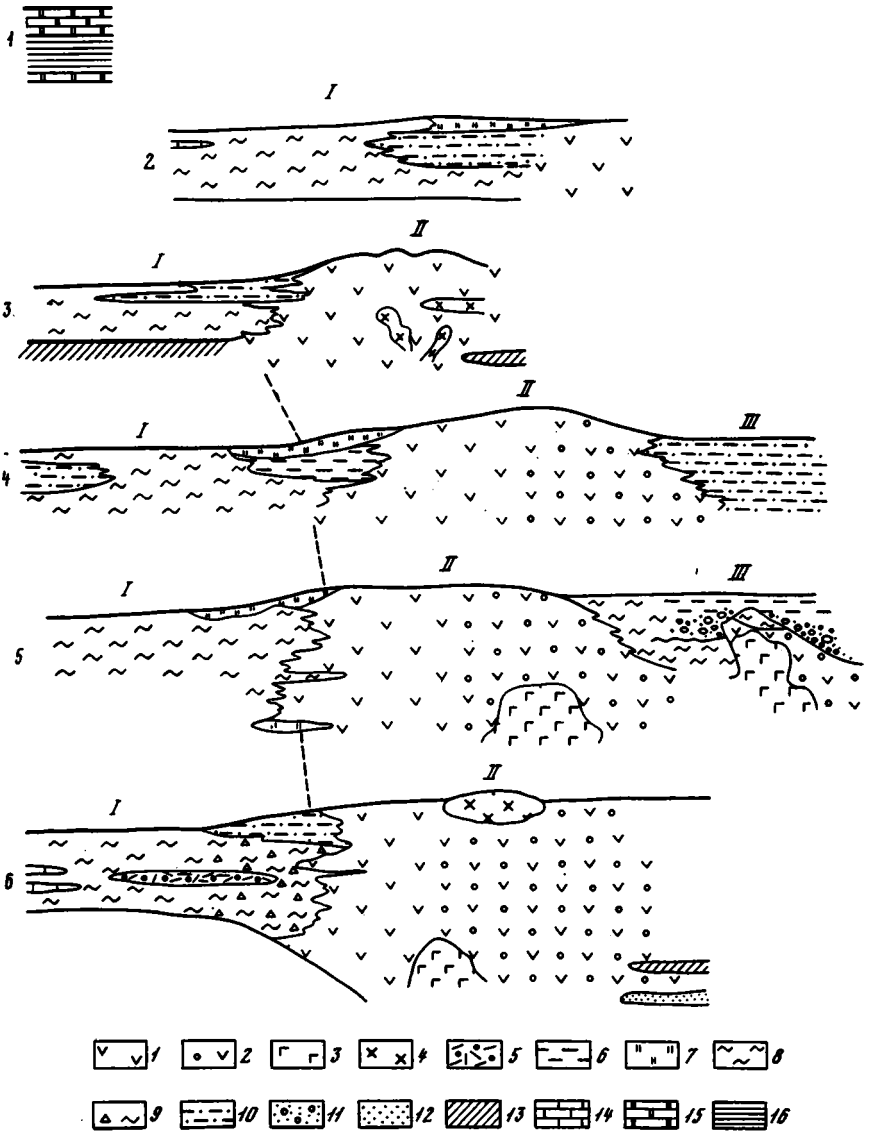


Рис. 55. Схематические профили через эффузивно-кремнистую формацию на разных участках

1 – западный склон (по В.А. Маслову и С.Н. Краузе); 2–6 – Сакмарская зона, участки: 2 – Абишевский, 3 – Медногорский, 4 – Чебаклинский, 5 – Медесский, 6 – Косистекский

Градации: *I* – западная; *II* – центральная; *III* – восточная

1 – сугралинский эффузивный комплекс (западная фация); *2* – то же (восточная фация); *3* – габбройды; *4* – кислые эффузивы и субвулканические тела; *5* – липаритовые и андезитовые туфы и тефроиды; *6* – силицито-туффитовые отложения; *7* – яшмы; *8* – сакмарский комплекс; *9* – то же, с большим количеством кремневых брекчий; *10* – херсонковский комплекс (аргиллитово-песчаный); *11* – олистостромы; *12* – песчаники сиалические; *13* – малиновые аргиллиты; *14* – известняки; *15* – платформенные карбонатные породы, *16* – платформенные известняково-глинистые отложения

ным. Как мы видели, в типичном выражении это довольно монотонная сланцево-фтанитовая толща, охватывающая интервал от среднего лландовери до нижнего лудлова. Местами в верхней половине сакмарского комплекса появляются полиминеральные аргиллиты (с тонкой глинизированной гиалокластикой) и кремнеобломочные породы. К востоку их становится все больше, и здесь обособляется херсонковский комплекс. Особенно четко он выражен в северной части района (Абишевский, Медногорский, Чебаклинский участки). Местами в комплексе присутствует заметное количество тонкой основной и средней пирокластики, образующей как маломощные прослойки, так и примесь к кремнистому и глинистому материалу. Из-за отмечавшихся стратиграфических трудностей нельзя быть уверенным, связано ли обогащение осадков пеплом с определенным временным интервалом или с особенностями его распределения на площади. Кроме указанных изменений сакмарского фтанитового комплекса, имеют место и другие его усложнения. На западе в нем появляются пелагические известняки (см. рис. 21, разрезы 5, 6), а на севере, кроме того, аркозовые песчаники. И тех и других немного. На юге в нижней половине разреза развита выдержанная толща туфов и гефрогенных песчаников кислого и среднего состава, к северу становящихся более тонкими и переходящих в туффиты (см. рис. 21, разрезы 7–9). Наконец, локально вверху разреза наблюдаются линзы яшм.

Центральная, эффузивная, градация (см. рис. 55, *II*) представлена в основном сугралинским комплексом, образованным преимущественно спилитами и различно раскристаллизованными диабазами с резко подчиненным количеством осадочных и пирокластических пород, распределенных неравномерно на площади и в разрезе. Улавливаются латеральные изменения, определяемые главным образом количеством и составом осадочных пород, заключенных в комплексе. В одних разрезах (западных) они представлены преимущественно фтанитами и глинисто-кремнистыми сланцами, развитыми в виде линз, пластов и маломощных горизонтов; в небольшом количестве встречаются туффиты, туфопелиты, красные аргиллиты.

В других толщах (восточных), кроме того, много туфов (кислые, средние), тефроидов, туфоаргиллитов; попадаются и кремнеобломочные породы. Набор осадочных и вулканогенно-осадочных отложений здесь больше, и местами они даже преобладают над эффузивами. Последние здесь тоже представлены разнообразнее: чаще встречаются миндалекаменные их разности подушечного сложения, аквагенные брекчии и гиалокластиты. Кроме того, наряду со спилитами, правда в подчиненном количестве, появляются менее основные разности (кератофиры). На самом юге (Бутакская синклиналь) комплекс отличается резким уменьшением осадочных пород, причем здесь нет фтанитов, очень редко встречаются липаритовые туфы, но присутствуют пачки пестрых (малиновые, зеленые) глинистых сланцев и слюдисто-кварцевых песчаников. Возраст этих отложений неясен, не исключено, что это самый нижний член сугралинского комплекса (ордовик). Кроме указанных отложений, местами со спилитами связаны яшмы. Они концентрируются на некоторых участках и в определенных интервалах разреза (ордовик, лудлов), залегая в спилитах небольшими, но иногда многочисленными линзами и пластами, а также образуют крупные раздувы, с которыми локально связана марганцевая руда. В некоторых разрезах на эффузивах залегает кремнеобломочно-аргиллитовая или кремнеобломочно-туффитовая толща херсонковского комплекса, являющаяся второстепенным членом градации.

Восточная, туффито-кремнистая, градация (см. рис. 55, *III*) сохранилась хуже рассмотренных выше, так как от нее остались лишь фрагменты, слагающие верхнюю часть пластинных пакетов. Это херсонковские отложения салтакского типа на Медесском участке и по р. Сухая Губерля (см. рис. 22, разрезы 21–23, 26) и кремнеобломочно-аргиллитовые толщи местами с олистостромами в Косистекском районе (см. рис. 22, разрез 24); возможно, к восточной градации относится и херсонковский комплекс Масеевской мульды (см. рис. 22, разрез 20). Градация, таким образом, представлена грубыми полимиктовыми

олистостромами и кремнеобломочно-туффитовыми отложениями (см. рис. 55, профили 4, 5). Иногда в разрезе присутствуют спилиты (см. рис. 22, разрез 23), что сближает градацию с центральной. Одна из особенностей градации – появление на определенном участке габбрового обломочного материала. Здесь в область разрушения выходили габбровые интрузии, являющиеся частью сугралинского комплекса.

Границы формации можно определить лишь приближенно, а иногда и условно. Нижняя граница сложная и, по-видимому, "динамичная", меняющаяся во времени. На западе и востоке она проходит по кровле терригенно-туфово-кремнистой формации; в первом случае это кровля кураганского комплекса, во втором – косистекского, причем последний не только древнее рассматриваемой формации, но и, по крайней мере частично, ее замещает; таким образом, здесь намечается и восточный контур последней. В центральной части формация залегает непосредственно на меланократовом фундаменте. Об этом свидетельствуют следующие косвенные данные: 1) обилие базальтоидов, вмещающих габбровые и диабазовые интрузии; 2) петрохимические особенности вулканитов и характер их дифференциации; 3) присутствие многочисленных серпентинитовых внедрений и 4) состав местного обломочного материала, представленного зеленокаменными породами, иногда с примесью компонентов ультраосновных пород (хромшпинель, серпентиновые фрагменты); "сиалический" материал местного происхождения отсутствует. Таким образом, граница с терригенно-туфово-кремнистой формацией как бы "прерывается", что, на наш взгляд, связано с раздвигом, начинавшимся еще в ордовике и нарастающим в силуре.

Верхняя граница проходит в основании олистостромовой формации, которая будет охарактеризована ниже. Контакты между породами обеих формаций часто отмечаются несогласием и размывами.

Непосредственно западного ограничения формации не наблюдается, но синхронные отложения на западном склоне Южного Урала, по данным С.Н. Краузе и В.А. Маслова (1961), представлены терригенно-карбонатной толщей, имеющей трехчленное строение. Внизу – это доломиты, часто глинистые и алевритистые (лландовери), в средней части – глинистые сланцы с прослоями темно-серых известняков (венлок) и в верхней – известняки и доломиты, иногда с прослоями песчаников (лудлов, жедин). Общая мощность разреза приблизительно 200–300 м. В известняках местами обильны остатки бентосной фауны (криноидеи, брахиоподы и др.), а иногда и оолиты. Очевидно, эти отложения представляют собой особую глинисто-карбонатную формацию, смежную с рассмотренной. Между ними намечаются черты фациального перехода, если иметь в виду присутствие карбонатных прослоев в западной части эффузивно-кремнистой формации и бескарбонатных глинистых сланцев с граптолитами в средней части глинисто-карбонатной формации.

ОЛИСТОСТРОМОВАЯ ФОРМАЦИЯ

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Как указывалось, формация соответствует по объему шандинской свите. Ее породы широко распространены на южных участках – Медесском и Косистекском, но часто находятся в сложных тектонических взаимоотношениях с различными комплексами силура, и полный разрез формации составить не удалось. В целом она представляет сложную и латерально изменчивую толщу, причем изменчивость ее "беспорядочная", без той четкой зональности, которая характерна для двух нижних формаций. Надо, однако, иметь в виду, что это может быть связано и с тем, что шандинские отложения представляют менее обширную первичную область седиментации, чем силурийские. Ниже приводится описание нескольких разрезов, дающих представление о строении и составе формации.

Одни из лучших обнажений наблюдаются в оврагах, открывающихся справа в р.Медес. Приведем характеристику двух разрезов, составленных в близлежащих оврагах (рис. 56, разрезы 1,2).

	Мощность, м
1. Глыбовый конгломерат (микстит). Преобладают гальки известняков, но много и зеленых туффитов и силицитов. Глыбы представлены различными известняками, меньше эффузивных пород и туффитов	5,0
2. Чередование зеленовато-серых кристалловитролитокластических хорошо сортированных мелкозернистых липаритовых туфов и тонкозернистых кремнистых туффитов. Туфы вверх по разрезу сменяются туффитами, над которыми иногда залегает прослой темного силицита. В туфе рассеяны мелкие плоские и изометричные кусочки кремнистой породы	3,0
3. Конгломерат рыхлый, состоящий из разных по величине (до 0,5 м) обломков, заключенных в темно-серой кремнисто-глинистой массе. Преобладают обломки разнообразных известняков, особенно в крупной фракции, но много также обломков липаритовых тефроидов и туффитов	0,5-1,5
4. Туффит с раковинами радиолярий и спикулами губок	1,5
5. Кремнистые аргиллиты с тонкими и неправильными прослоями и линзами существенно кремневых алевролитов и песчаников	2,0
6. Тефрогенные кварц-плагиоклазовые песчаники грубо- и среднезернистые с полуразмытыми линзами и обломками темных кремнистых аргиллитов	9,0
7. Пироксен-плагиоклазовый порфирит (силл)	4,0
8. Тефрогенные среднезернистые песчаники, похожие на песчаники слоя 6, но в них меньше кварца и больше литокластических и пемзовых фрагментов. Некоторые слои обогащены обломками черных силицитов	5,5
9. Известняки розовые, массивные, вверху с рассеянными мелкими гальками эффузивных пород и осколками фтанитов. Известняки представляют собой крупную линзу или отторженец; максимальная толщина линзы 7 м, но к юго-востоку она быстро уменьшается до 4 м. Залегает известняк на тонком слое разрушенного кремнистого аргиллита, в котором заключены известняковые зерна и гальки. Толщина слоя увеличивается там, где уменьшается толщина известняковой линзы; одновременно становятся крупнее известняковые гальки	4,0-7,0
10. Конгломерат с глыбами известняка	3,0
11. Тефрогенные песчаники и алевролиты, как в слое 8	3,0
12. Андезит	4,0
13. Туффит зеленый	1,5
14. Аргиллиты темно-красные и зеленые с прослоями пеплистых яшм и мелкозернистых полимиктовых, существенно плагиоклазовых песчаников	2,5
15. Валунный конгломерат несортированный, состоящий из мелких и крупных (до 2 м) окатанных и угловатых обломков. Преобладают известняки, но есть также валуны тефроидов, зеленых туффитов, иногда рыхлых. Местами - отторженцы красных аргиллитов и яшм. Нижняя граница отличается небольшой зоной перетертых пород, причем в северной части выхода конгломерат срезает аргиллитово-яшмовую пачку (слой 14), материал которой не только заключен в виде обломков в конгломерате, но и образует в нем связующую массу	5,0-6,5
16. Известняк	2,0-2,5
17. То же, что в слое 15 (обнажено плохо)	10,0

Мощность, м

18. Известняк биогермный, как в слое 9. Он образует крупный отторженец или линзу, сменяясь в латеральном направлении глыбами тефрогенных пород и туффитов. Известняк пересечен дайками 5,0
19. Тефрогенный песчаник с обломками зеленых кремнистых пород и линзами красных туффитов 3,0
20. Глыбовый конгломерат, похожий на встречавшиеся ниже, но, кроме известняковых глыб, здесь много крупных перемятых отторженцев силицитов; попадаются плитки красных яшмовидных кремней . . . . . около 50

Общая мощность отложений . . . . . около 130

Второй разрез (северный) относится к более высокой части формации.

Мощность, м

1. Туфы грубозернистые, состоящие из пемзы, эффузивных пород (литокласты) и плагиоклазов . . . . . около 10
2. То же, но есть обломки известняков и силицитов 3,0
3. Спонголиты темно-зеленые с радиоляриями. Вверху в них появляются тонкие (1–3 см) неправильной формы линзочки сгусткового известняка с раковинным детритом и редкими обломками основных эффузивных пород, шлака и плагиоклазов 1,5
4. Конгломерат из галек зеленых силицитов и белых известняков. Размер обломков от 1 мм до 5–10 см 2,0
5. Силициты 1,5
6. Конгломерат, как в слое 4 2,0
7. Силициты с линзами и прослоями (до 20 см) песчаников, состоящих в основном из обломков осадочных пород 10,0
8. Конгломерат с глыбами известняков 8,0

Мощность силицитово-обломочной пачки . . . . . около 38

Приведенные разрезы дают представление о составе комплекса и характерных чертах его строения. Особое значение они имеют потому, что здесь фаунистически охарактеризованные известняки и конгломераты чередуются с силицитами и тефрогенными породами, не содержащими определимых палеонтологических остатков. Во многих местах, как увидим, шандинские отложения развиты в виде изолированных пятен и отторженцев, иногда среди серпентинитового меланжа. Распознать здесь шандинские породы (если это не известняки) невозможно было бы, если бы не приведенные разрезы.

В 5–6 км западнее, на правобережье руч. Колымбай, шандинские отложения представлены крупными глыбами светлого массивного известняка, местами с одиночными кораллами и строматопороидеями. Здесь же крупные выходы брекчированных липаритов и дацитов, а также обломочных пород, в которых, кроме эффузивных фрагментов, присутствуют туффитовые и силицитовые. По-видимому, все это — шандинская свита.

Особенно широко шандинские отложения распространены на Косистекском участке, где, однако, хорошие разрезы наблюдаются в небольшом количестве мест. Чаще отложения разрушены, превращены в своеобразный глыбовый горизонт или олистострому (Руженцев, Хворова, 1973), где сохранились лишь небольшие пачки с первоначальным соотношением слоев.

Рассмотрим несколько разрезов. Возраст отложений одних точно датируется палеонтологическими остатками, другие относятся к данной формации условно, на основании главным образом литологических признаков.

Шандинские отложения развиты на западе участка, в пределах Чанчарской структуры, ядро которой образовано серпентинитами. Здесь на площади свыше 40 км^2 наблюдаются беспорядочно "разбросанные" крупные, преимущественно известняковые глыбы. Известняки двух типов: массивные биогермные и слоистые органогенно-детритовые и тентакулитовые, обычно с примесью полимикто-

вого песка и гравия. В разных глыбах и разных слоях одной крупной глыбы состав примеси различен: иногда очень много хлорита и серпентина, а иногда обильна андезитовая тефра. На площади распространения глыб наблюдаются "пятна" высыпок туффитов, грубозернистых туфов и тефроидов, местами карбонатных с небольшим количеством раковинного детрита. Очевидно, это тоже глыбы и отторженцы, но разрушенные сильнее известняков. Изредка попадаются глыбы эффузивных пород.

На западном крыле Чанчарской антиклинали над горизонтом с глыбами прослеживается пачка зеленовато-серых силицитов с прослоями и линзами тентакулитовых[1] известняков, содержащих небольшую примесь мелких обломков фтанитов и эффузивных пород (см. рис. 56, разрез 3). Здесь же прослои мелкозернистых слюдисто-кварцевых песчаников с отдельными зернами микроклина.

Своеобразный разрез наблюдается в 3–4 км южнее, на левобережье Жаксы-Каргалы, в 1,5 км западнее устья Косистека. Мы относим развитую здесь толщу к шандинской свите потому, что в ее кровле развит глыбовый горизонт с известняковыми отторженцами, содержащими соответствующие палеонтологические остатки. Разрез толщи следующий (см. рис. 56, разрез 4):

	Мощность, м
1. Туфо-туффитовая пестроцветная пачка. Внизу туфы литокристалло-пемзовые, флюидные и массивнослоистые, грубозернистые, пятнисто окрашенные в розовые, красновато-серые и зеленые цвета. Состав их средний. Местами сохранились полуразмытые остатки туффитовых и радиоляритовых прослоев, обломки которых встречаются в туфе. Кверху туфы становятся менее грубыми и чередуются с пакетами тонкого переслаивания мелко- и среднезернистых хорошо сортированных литокристаллических туфов и тефроидов с железисто-кремнистыми туффитами. В отложениях наблюдаются слабые, но многочисленные следы размывов и очень мелкая косоволнистая слоистость	50,0–60,0
2. Андезито-базальты	30,0
3. Туффиты темно-красные, в отдельных прослоях содержат большое количество радиолярий, замещенных цеолитом	40,0
4. Обломочный горизонт с большим количеством глыб белых и розовых органогенных известняков. Реже встречаются валуны фтанитов	около 25

Выше с тектоническим контактом залегают фтаниты сакмарского комплекса.

Южнее и юго-восточнее шандинские отложения обнажены в долине рек Косистек и Жаксы-Каргала, окаймляя ядро Каргалинской антиклинали. Всюду здесь резко преобладают обломочные породы с многочисленными глыбами и отторженцами. Они залегают на гематитизированных эффузивах, вмещающих отторженцы красных и зеленых кремней. Эффузивы обнажены в ядрах антиклиналей и имеют неровную верхнюю поверхность. Объективных данных для их возрастной датировки нет; они могут быть как силурийскими, так и девонскими.

На правобережье Косистека установлена такая последовательность пород (см. рис. 56, разрез 6):

	Мощность, м
1. Конгломерат полимиктовый, гравийный с валунами (до 0,7 м). Особенно много эффузивных пород как основных, так и кислых. .	около 10
2. Известняковый горизонт, состоящий из цепочки линз (длиною от 15 до 100 м) белых органогенных известняков (много строматопор), залегающих в органогенно-обломочном известняке с большой примесью полимиктового песка и гравия	10,0–12,0

[1] Определены: *Turcestanella* cf. *conoidalis* Klish., *T.* aff. *microannubata* Klish., *T.* ex gr. *clatheata* Klish., *Alaina* (?) sp., *Stiliolina fissurella* (Hall.).

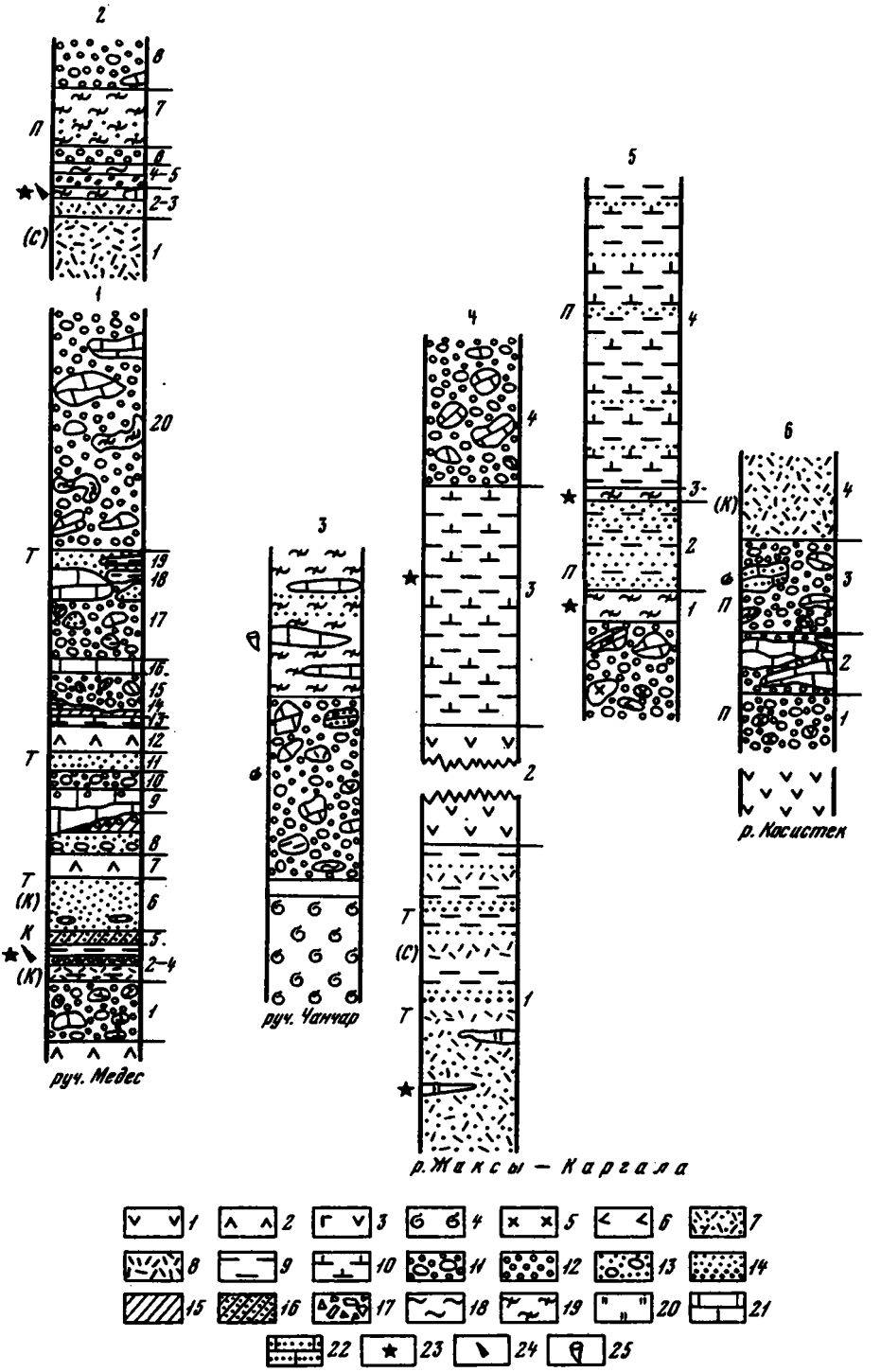
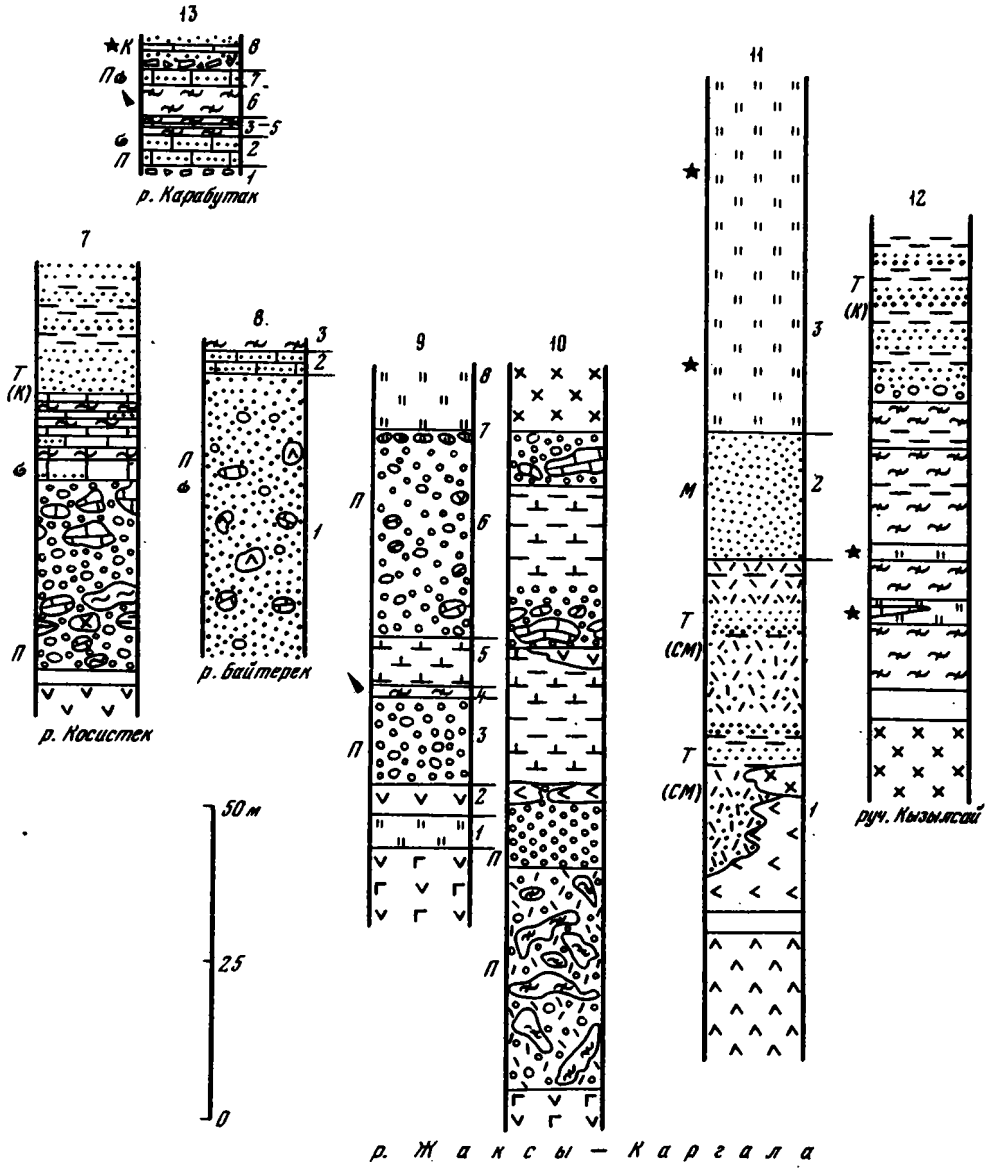


Рис. 56. Разрезы шандинских отложений

1 – эффузивы основные; *2* – эффузивы и субвулканические породы среднего состава; *3* – габброиды и спилиты; *4* – серпентиниты; *5* – эффузивные и субвулканические породы кислого состава; *6* – игнимбриты и флюидные лавы; *7* – туфы грубые; *8* – туфы средне- и мелкозернистые; *9* – туффиты; *10* – пеплистые силициты; *11* – глыбовые горизонты (олистостромы); *12* – конгломераты и гравелиты; *13* – песчаники с глыбами; *14* – песчаники и алевролиты; *15* –



аргиллиты; *16* – аргиллиты с прослоями песчаников; *17* – кремневые брекчии; *18* – фтаниты; *19* – силициты; *20* – яшмы; *21* – известняки; *22* – известняки с обломочной примесью; *23* – радиолярии; *24* – спонгии; *25* – тентакулиты

Буквы слева – песчаники: *Т* – тефрогенные, *П* – полимиктовые, *М* – мезомиктовые, *К* – кремневые; *о* – серпентинитовая примесь. Буквы в скобках – состав пирокластики: *(К)* – кислый, *(С)* – средний, *(СМ)* – смешанный. Цифры справа – номера слоев в разрезах, описываемых в работе

Мощность, м

3. Песчано-гравийный микстиг - бурый, рыхлый, полимиктовый, с большим количеством обломков разнообразных эффузивных пород; много также кремней, попадаются серпентинитовые зерна. Много валунов и пластовых отторженцев органогенно-детритовых известняков и фтанитов; меньше туффитов; попадаются куски кварцевых песчаников 12,0-15,0

Латерально песчано-галечный микстит замещается полимиктовым плохо сортированным конгломератом, состоящим из хорошо окатанной гальки.

4. Туф кислого состава, кристаллолитокластический с пемзой, довольно грубый, сильно окварцованный. Латерально замещается тефрогенным песчаником. В некоторых слоях много биотита . . около 15

Песчано-галечные микститы с глыбами и линзами известняков прослеживаются на 2-3 км к юго-востоку от места, где составлялся разрез, образуя пологие складки, в ядрах которых иногда выходят эффузивные породы. В нижней части обломочной толщи (см. рис.56, разрез 7), кроме известняковых глыб, встречаются крупные (10 × 100 м) отторженцы сакмарских фтанитов, голубовато-зеленых и красных туффитов, валуны кварцевых кератофиров и других пород. Выше в толще преобладают глыбы белых массивных известняков: коралловых, мшанковых, строматопоровых как чистых, так и с небольшой примесью песчаного и пирокластического материала. Обычно все это местные шандинские породы, но попадаются глыбки лудловских ортоцератидовых известняков. В более высокой части разреза прослеживается цепочка более крупных (толщина до 10 м) отторженцев, в которых толстослоистые песчаные органогенно-детритовые и сгустковые известняки чередуются с тонкослоистыми кремнистыми и известняково-кремнистыми породами, среди которых есть спонголиты. Кремнистые породы, темные с зеленым оттенком, прослоями обогащены хлоритизированной пирокластикой. В отторженцах породы часто смяты в складки и разбиты мелкими сдвигами.

На расстоянии 8-10 км восточнее, в районе р.Байтерек, составлен следующий разрез (см. рис. 56, разрез 8):

Мощность, м

1. Вулканогерригенные гравелиты и песчаники, состоящие из андезитовых обломков, плагиоклазов и роговой обманки. В породе рассеяны глыбы андезитов и валуны (30-40 см) известняков 30,0-40,0
2. Известняки слоистые органогенно-детритовые с оолитами, песчаные. Песчаный материал полимиктовый (основные и средние эффузивы, серпентиниты, известняки, немного кварца), в нижней части пачки более грубый 4,0
3. Силициты голубовато- и желтовато-серые . . . . . около 2

В более западной части участка, на левобережье Жаксы-Каргалы, прослеживается тот же глыбовый горизонт, что и на правобережье Косистека. Кроме известняковых и кремнисто-известняковых глыб, здесь есть отторженцы (9 м) дацитов и осветленных сильно цеолитизированных и окварцованных пузыристых липаритов. Выше развита пачка зеленых слоистых пород. Приводим ее разрез (см. рис. 56, разрез 5).

Мощность, м

1. Силициты с радиоляриями 5,0
2. Чередование тонкозернистых кремнистых туффитов с мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, в которых особенно много известняковых зерен и раковинного детрита 15,0
3. Силицит темно-серый с редкими раковинками радиолярий 2,0
4. Туффиты, в разной степени кремнистые и глинистые (хлорит) с прослоями песчаников и алевролитов, как в слое 2 . . . . . около 50

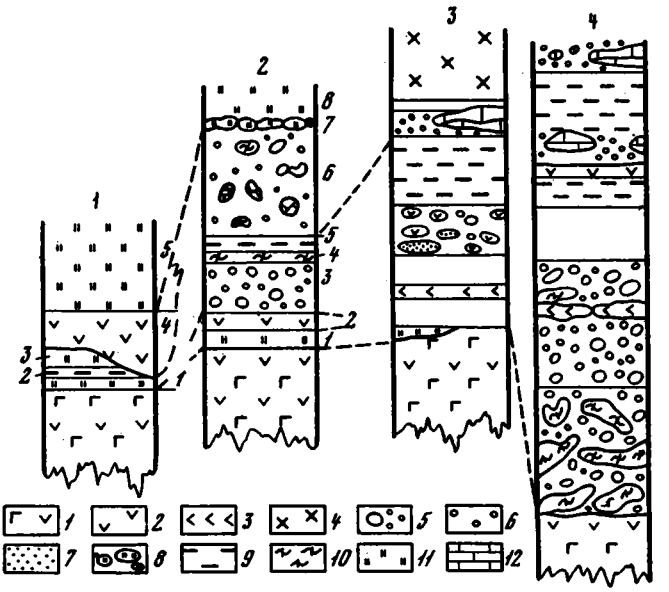


Рис. 57. Разрезы, иллюстрирующие строение толщи шандинских отложений на правобережье р. Каргала (Каргалинский купол)

1 – габбро, диабазы, спилиты; *2* – спилиты; *3* – флюидные лавы и игнимбриты; *4* – липариты; *5* – глыбовые горизонты (олистостромы); *6* – конгломераты; *7* – песчаники; *8* – будинный яшмовый конгломерат; *9* – туффиты; *10* – силициты; *11* – яшмы; *12* – известняки

Цифры справа – номера слоев в разрезах, описываемых в работе

Хороший разрез относительно небольшой толщи можно наблюдать юго-восточнее, на правобережье р. Жаксы-Каргала, севернее устья руч. Шанды. Шандинские отложения развиты здесь на крыльях небольшого купола, в ядре которого развиты массивные диабазы и спилиты, вмещающие небольшие тела серпентинитов. Шандинские отложения испытывают быстрые фациальные изменения (рис. 57, разрез 1).

На западном крыле купола записан следующий разрез:

	Мощность, м
1. Яшма желто-зеленая	3,0
2. Туффиты тонко- и мелкозернистые. В небольшом количестве присутствуют спикулы губок. Много прожилок и микростяжений окислов марганца	1,0
3. Яшма спонгиевая красная	5,0
4. Диабаз (?) очень сильно измененный, амфиболитизированный	8,0–20,0
5. Яшмы голубовато- и зеленовато-серые, перекристаллизованные; в сохранившихся криптокристаллических участках много тонких спикул губок	25,0 (видимая)

В 0,5 км восточнее разрез существенно меняется (см. рис. 57, разрез 2). Здесь выше пород ядра развиты следующие отложения:

	Мощность, м
1. Яшма красная массивная с налетами гидроокислов марганца по кливажу	4,0–5,0
2. Спилит пятнистый, гематитизированный, участками с вариолитовой структурой. К юго-востоку быстро выклинивается	5,0
3. Конгломерат полимиктовый	10,0–20,0
4. Спонголит	0,8

Мощность, м

5. Пеплистый спонголит (туффит) зеленый тонкозернистый с кусковатой отдельностью; налеты гидроокислов марганца по кливажу 5,0–8,0
6. Конгломерат полимиктовый 30,0–35,0
7. Своеобразный конгломерат из окатанных яшмовых будин (будинный конгломерат); размер галек 3–10 см, и они плотно уложены (связующей массы нет) 0,8
8. Яшма зеленовато-серая массивная и толстослоистая 10,0

На северо-восточном крыле купола наблюдается дальнейшее изменение разреза (см. рис. 57, разрезы 3, 4). Между эффузивными породами, развитыми в ядре структуры, и верхними яшмами появляется мощный горизонт из окатанных и угловатых, разнообразных по размеру и составу обломков. Характерно присутствие крупных линзовидных отторженцев органогенных известняков, флюидных лав и лавобрекчий; особенно следует отметить присутствие отторженцев кварцевого песчаника, так как эта порода в следующем разрезе слагает довольно мощную пачку. Обломки образуют беспорядочный "навал", но крупные отторженцы той или иной породы часто приурочены к определенным уровням, вследствие чего в толще довольно четко выражена стратификация. Так, в нижней части горизонта наблюдается скопление крупных отторженцев (до нескольких метров в длину) серых и красно-зеленых пятнистых кремней, залегающих в полимиктовом гравийном конгломерате (преобладают обломки зеленокаменных пород), связующей массой в котором является пеплистый известняк. В средней части горизонта прослеживается разорванный пласт (1,5–4 м) лилового флюидного трахиандезита, местами переходящего в лавобрекчию; пласт прослеживается на 600–700 м. Вверху разреза на двух уровнях развиты линзы и валуны органогенных известняков, залегающих в конгломерате, обогащенном известняковой галькой.

Общая видимая мощность обломочной толщи около 100–120 м.

Рассмотренные отложения в общих чертах похожи на встречавшиеся по р.Медес, но здесь нет тефрогенных песчаников и появляются новые породы: яшмы и флюидные трахиандезиты.

Необычный разрез наблюдается в 6 км к юго-востоку от предыдущего. Разрез этот следующий (см. рис. 56, разрез 11):

Мощность,м

1. Изменчивая эффузивно-туфовая толща. Эффузивные породы представлены андезитами, игнимбритами и небольшими экструзиями липаритов, местами брекчированными. Выше этих пород и на их простирании появляются зеленоцветные обломочные породы, мощность которых достигает нескольких десятков метров. Они слагают неравномерно наслоенную толщу, в которой грубо- и среднезернистые массивные ксенотуфы и тефроиды чередуются с тонкослоистыми пакетами (до 0,5 м). Обычно туфы имеют смешанный состав (средняя и кислая кластика), но встречаются слои, образованные одной андезитовой тефрой. В породах много литокластов, меньше кристаллов и витрических фрагментов (пепел, пемза). Одни слои представляют собою несортированную породу с обильной связующей пепловой массой, другие образованы сортированным и несколько окатанным материалом (тефроиды). В тонкослоистых пакетах мелкозернистые туфы и тефроиды чередуются с пелитоморфными породами, представляющими агрегат хлорита и эпидота (измененный тонкий пепел). В таких породах часто хорошо выражена тонкая слоистость – горизонтальная и косоволнистая*; туфы и тефроиды имеют резкий и волнистый нижний контакт, срезая наклонные слойки тонкозернистой породы. Видимая мощность эффузивно-туфовой толщи . . . . . около 100

* По мнению Л.Н. Ботвинкиной, такой тип слоистости обусловлен действием слабых придонных течений.

Мощность, м

2. Песчаники светло-серые, почти белые, крупно- и среднезернистые, существенно кварцевые, массивные 20,0-25,0
3. Яшмы красные, средне- и толстослоистые с рассеянными остатками радиолярий; среди них определена *Entactinosphaera* sp., характерная для девона 100,0-120,0

Общая мощность 225-250

В отложениях почти нет органических остатков, по которым можно было бы определить возраст, поэтому они отнесены к шандинским на основании следующих косвенных данных: 1) структурное положение: залегание под сакмарскими фтанитами четвертой пластины, что в данном районе характерно для шандинских пород; 2) присутствие вверху разреза яшмовой толщи, сходной с яшмами, венчающими предыдущий разрез; 3) присутствие специфических флоидных эффузивов, встречающихся и в разрезе, рассмотренном выше. Определенные из яшм остатки радиолярий не могут точно датировать возраст, но не противоречат отнесению этих пород к шандинской свите; во всяком случае здесь исключена принадлежность яшм к ордовику и силуру.

В 3-4 км восточнее, в долине руч.Кызылсай (правый приток Жаксы-Каргалы), развита эффузивно-кремнисто-тефроидная толща, тоже условно относимая к шандинской свите. Породы здесь смяты в складки, прорваны габбро и серпентинитами, но последовательность отложений в общих чертах угадывается. Разрез имеет трехчленное строение (см. рис. 56, разрез 12). Нижняя его часть образована лиловыми брекчированными биотитовыми дацитами. Выше развиты серые и зеленовато-серые силициты с пластами красных радиоляриевых яшм и пачками зеленых кремнистых туффитов; в яшмах - местами линзы мраморизованного известняка. Верхняя часть разреза образована липаритовыми туфами и тефроидами разной гранулометрии. В грубых разностях есть обломки туффитов, черных силицитов, кварцевых альбитофиров. В яшмах средней толщи радиолярии имеют девонский облик, хотя плохая их сохранность не позволяет судить о возрасте уверенно.

Все рассмотренные выше отложения относятся к третьей пластине и сосредоточены на сравнительно небольшой площади, где разделены выходами либо серпентинитов, либо сакмарских фтанитов, представляющих фрагменты четвертой пластины. Изредка шандинские отложения встречаются и в пределах последней, где они зажаты среди сакмарских пород, смятых в изоклинальные складки. Так, например, небольшая карбонатно-кремнистая пачка встречена на правобережье руч.Карабутак. Ниже приводится ее разрез (см. рис. 56, разрез 13).

Мощность, м

1. Кремнистая брекчия, состоящая из обломков (до 5-6 см) черных, зеленых и осветленных кремнистых пород. Попадаются мелкие галечки известняка 0,5-1,0
2. Известняки мелкообломочные с небольшой примесью плагиоклазов, кварца, хлоритизированных и серпентинитовых фрагментов; много мелких плоских обломков черной кремнистой породы. Попадаются радиолярии и остатки хитинового планктона 5,0
3. Силициты черные с зеленым оттенком 0,5
4. Известняк обломочный грубозернистый с большим количеством окатанного органогенного детрита (криноидеи, мшанки*; брахиоподы, тентакулиты); есть обломки сгустково-водорослевого и оолитового известняка. В разных количествах присутствует полимиктовый песок 0,5
5. Силициты, как в слое 3 0,5

---

* Мшанки, по данным И.П.Морозовой, моложе силурийских и скорее всего девонские.

	Мощность, м
6. Спонголиты, в разной степени пеплистые и известковые, с редкими радиоляриями	7,7
7. Известняк обломочный песчаный, как в слое 4. Грубозернистые слои чередуются с мелкозернистыми. В нижней части много обломков черных кремней (2–3 см)	2,0
8. Кремневая брекчия мелко–среднеобломочная. Выше она переходит в кремневые песчаники, переслоенные желтовато–зелеными тонкозернистыми кремнистыми известняками. В обломках кремнистых пород встречаются силурийские и девонские радиолярии	около 4–5

В северо–восточной части Косистекского участка, в верховьях рек Айтпайка и Егенды, обнажается толща массивных мраморизованных и рассланцованных известняков, которые долго считались ордовикскими. Они прорваны крупной интрузией, вследствие чего сильно изменены. В.Г.Кориневский (1974) на основании обнаруженных остатков криноидей отнес известняки к кобленцскому ярусу и предложил выделить здесь велиховскую свиту (по дер.Велихово). Известняки чередуются с углеродистыми силицитами и конглобрекчиями. Последние образованы мелкими и крупными (от долей миллиметра до 0,5 м) обломками в разной степени мраморизованных известняков, кремней и кремнистых сланцев, иногда с остатками радиолярий; цемент – черный, сильно обогащенный органическим веществом. В толще присутствуют также (обнажены по р.Егенды) пачки и пласты крупно– и мелкозернистых плагиоклазовых и полимиктовых песчаников, иногда, по–видимому, тефрогенных. В обломочной фракции преобладают плагиоклазы, в небольшом количестве присутствует кварц, иногда много обломков эффузивов. Среди песчаников есть прослои черных углеродистых силицитов и кремнисто–глинистых сланцев. Взаимоотношение пород точно установить трудно из–за слабой обнаженности и тектонических нарушений, но, вероятно, обломочные породы сосредоточены в верхней части толщи. По существу велиховская толща похожа на другие отложения шандинской свиты, но здесь массивные известняки образуют довольно мощные пачки, а не глыбовые накопления.

ТИПЫ ПОРОД

ЭФФУЗИВНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Здесь присутствуют породы базальтовой, андезитовой и липарито–дацитовой групп. Преобладают представители двух последних, составляя приблизительно каждая 40% общего объема извержеиных пород.

Петрографическая характеристика

Группа базальта. Это – эффузивные базальты, спилиты, андезито–базальты, трахиандезито–базальты и субвулканические диабазы. Различаются порфировые и афировые разности.

Базальты имеют порфировое строение; в них различаются многочисленные вкрапленники лабрадора, редкие авгита, титанавгита, диопсида и псевдоморфозы по оливину. Преобладание во вкрапленниках плагиоклазов придает породе общий лейкократовый облик. Основная масса представлена буро–коричневым, частично палагонитизированным вулканическим стеклом, в котором различаются микролиты лабрадора и игольчатый темноцветный минерал; структура основной массы интерсертальная. Единичные миндалины заполнены кальцитом.

Спилиты представлены порфировыми и афировыми разностями. Во вкрапленниках различаются плагиоклазы и моноклинные пироксены. Плагиоклазы полностью вторично изменены: альбитизированы, кальцитизированы, участками пренитизированы и хлоритизированы. Моноклинные пироксены представлены

крупными и мелкими кристаллами диопсида; иногда они очень свежие. Основная масса спилитов имеет мелкокристаллическое строение и состоит из хлоритизированного вулканического стекла, насыщенного лейстами альбита, микролитами моноклинных пироксенов и лейкоксеном. Структура основной массы интерсертальная. Встречаются афировые миндалекаменные спилиты, где, кроме перечисленных минералов, присутствуют актинолит, эпидот, цоизит, а структура приобретает черты вариолитовой: по стеклу развиваются многочисленные метелки актинолита. Иногда его содержание так велико, что порода может быть названа амфиболитом.

Андезито-базальты структурно не отличаются от базальтов и спилитов, но среди породообразующих минералов появляются небольшие, редко рассеянные кристаллы роговой обманки, а в основной массе участками встречаются ксеноморфные включения анальцима, реже – ортоклаза.

Трахиандезито-базальты имеют порфировое строение с вкрапленниками лабрадора, андезина, моноклинного пироксена; возможно, здесь присутствовал гиперстен, который полностью вторично заместился тонкозернистым агрегатом хлорита. В основной гипидиоморфной массе, кроме альбита, андезина, лабрадора, присутствуют хлорит, ожелезненный биотит, мелкие призмочки роговой обманки, ксеноморфные стяжения ортоклаза или цеолита. Участками встречаются небольшие миндалины, заполненные кварцем. В породах, по данным химического анализа, содержится: K_2O – 2,84%; Na_2O – 4,90%; SiO_2 – 62,7%.

Диабазы встречаются редко. Как правило, это очень сильно измененные крупнокристаллические породы. Удлиненные кристаллы плагиоклаза, альбитизированного и частично хлоритизированного, нередко образуют крестообразные сростки, промежутки между которыми заполнены актинолитом в тесном срастании с серпентинитом и хлоритом. Встречаются редкие кристаллы темноцветных минералов, возможно оливинов, полностью преобразованных в агрегат хлорита, серпентина, гидроокислов железа и иногда небольшого количества альбита.

Акцессорные минералы в породах группы базальтов: апатит, сфен, магнетит, гематит.

Группа андезита. Она представлена роговообманковыми и биотитовыми андезитами; очень редко встречаются трахиандезиты. Субвулканические породы – диориты.

Андезиты миндалекаменные, с многочисленными вкрапленниками плагиоклазов (андезин, реже лабрадор), с редкими кристаллами диопсида и кальцит-серпентин-хлоритовыми псевдоморфозами по темноцветным минералам, где очень редко сохраняются реликты неизмененных кристаллов роговой обманки или биотита. Основная масса состоит из измененного вулканического стекла и микролитов плагиоклаза, но нередко она бывает окварцована или ожелезнена. Структура ее пилотакситовая, микролитовая, встречаются участки с флюидальным строением.

Трахиандезиты были выделены на основании минерального состава. Здесь, кроме минералов, характерных для андезитов, встречаются крупные кристаллы ортоклаза во вкрапленниках и ксеноморфные его выделения в основной массе. При этом структура основной массы приобретает черты трахитовой. Трахиандезиты, так же как и андезиты, имеют порфировое строение и участками содержат небольшое количество миндалин; они отличаются полнокристаллическим строением и более свежим обликом, так как в них сохраняются неизмененные моноклинные пироксены, хотя плагиоклазы (андезин-лабрадор) частично альбитизированы по периферии. Основная масса имеет кварц-альбит-хлоритовый состав. По биотиту обычно развивается хлорит, но иногда биотит не изменен. Обычно присутствуют мелкие удлиненные кристаллы роговой обманки. Структура основной массы микропойкилитовая, иногда гипидиоморфнозернистая.

Акцессорные минералы в породах андезитовой группы представлены сфеном, цирконом, рутилом, магнетитом, апатитом, гематитом.

В целом все породы этой группы очень сильно вторично изменены, что отразилось на химическом составе; особенно завышенные значения получили

SiO_2 и Fe_2O_3. Поэтому в таблице химического состава некоторые породы не соответствуют геохимической классификации по Ф.Ю.Левинсону-Лессингу.

Группа липарито-дацита. Дациты, липариты, кварцевые кератофиры, плагиотрахиты и игнимбриты. Это довольно разнообразные по строению и микроструктуре породы, среди которых различаются порфировые и афировые разности, миндалекаменные и пемзовые, а также автобрекчированные, типа лавобрекчий.

Дациты представлены порфировыми разностями. Среди вкрапленников иногда различаются мутный пелитизированный альбит, ортоклаз, редкие пластинки хлоритизированного биотита и полностью хлоритизированные и кальцитизированные темноцветные минералы. Основная масса сложена альбитом, кварцем, ортоклазом, мелкими ожелезненными чешуйками биотита, гидроокислами железа. Структура ее гипидиоморфнозернистая, участками отчетливо трахитовая. В миндалекаменных разностях присутствуют крупные миндалины, заполненные халцедоном, и многочисленные мелкие, выполненные халцедоном и хлоритом.

Липариты делятся на плотные порфировые разности и миндалекаменные. Вкрапленники представлены крупными и мелкими оплавленно-округлыми кристаллами кварца и удлиненными или таблитчатыми кристаллами альбита. Кристаллы альбита, как правило, пелитизированные и замутненные. Полупрозрачная от обилия гидроокислов железа основная масса имеет мелкокристаллическое строение, она состоит из альбита, кварца, небольшого количества хлорита, ортоклаза, редких чешуек хлоритизированного биотита. Нередко липариты разбиты серией тонких трещин, заполненных гидроокислами железа, или отчетливо брекчированы.

Кварцевые кератофиры близки по составу к липаритам, но отличаются от них сферолитовой структурой основной массы.

Плагиотрахиты имеют типичную трахитовую структуру, но не могут быть отнесены к трахитам из-за химического и минерального состава. Главным компонентом породы является альбит. Он присутствует в виде вкрапленников и преобладает в составе основной полнокристаллической массы. Кроме альбита, в плагиотрахитах есть небольшое количество хлорита, анальцима, ортоклаза, натролита. Участками порода содержит небольшие округлые миндалины, выполненные кварцем, реже - гидроокислами железа.

Игнимбриты по составу соответствуют липаритам, но имеют ясно выраженную обломочную структуру. Главным отличительным признаком игнимбритов является их флюидальность, которая подчеркивается распределением рудной пыли.

Петрохимическая характеристика

Вулканические породы олистостромовой формации охарактеризованы химическими анализами слабо (15 обр.). Среди них преобладают породы щелочной оливин-базальтовой серии (70,5% общего объема). Значительно меньшим распространением пользуются породы высокоглиноземистой (17,7%) и толеитовой (11,8%) серий. По степени дифференцированности рассматриваемый комплекс может быть отнесен к сильно дифференцированным с непрерывным типом дифференциации. Объемное соотношение дифференциатов различной кремнекислотности примерно равновелико, с некоторым преобладанием дацитов (рис. 58).

По классификации Ритмана, в рассматриваемом комплексе преобладают породы слабощелочной серии, для которой в данном случае характерна обратная корреляционная зависимость между коэффициентом σ и кремнекислотностью (рис. 59).

На диаграмме Миясиро фигуративные точки состава пород шандинского комплекса заняли достаточно большую площадь, частично перекрывая поля щелочных пород Атлантических островов, континентальных щелочных пород Восточной Азии и островных дуг. Значительная часть точек вышла за пределы граничной линии, отделяющей неизмененные породы от эпигенетически преобразованных (рис. 60).

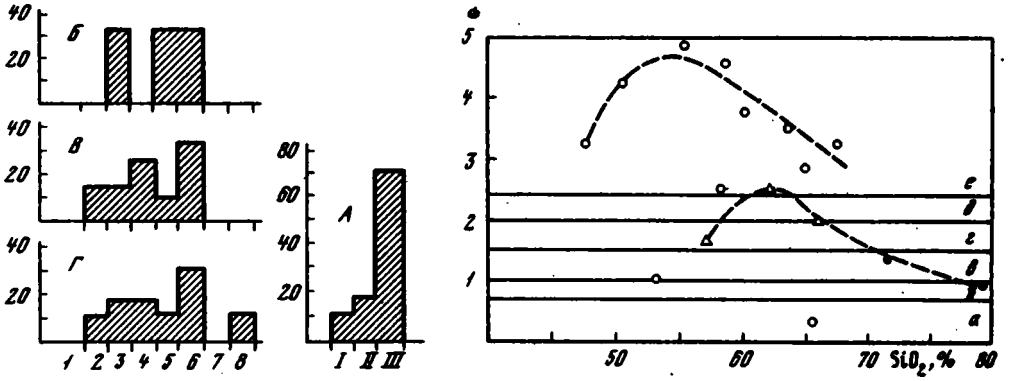


Рис. 58. Гистограммы соотношений вулканических серий и степени дифференцированности пород комплекса

А – соотношение вулканических серий: *I* – толеитовая; *II* – высокоглиноземистая, *III* – щелочная оливин-базальтовая; степень дифференцированности: *Б* – толеитовая, *В* – высокоглиноземистая, *Г* – щелочная оливин-базальтовая

Усл. обозн. см. на рис. 28

Рис. 59. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Ритмана (σ) и кремнекислотности

Усл. обозн. см. на рис. 29

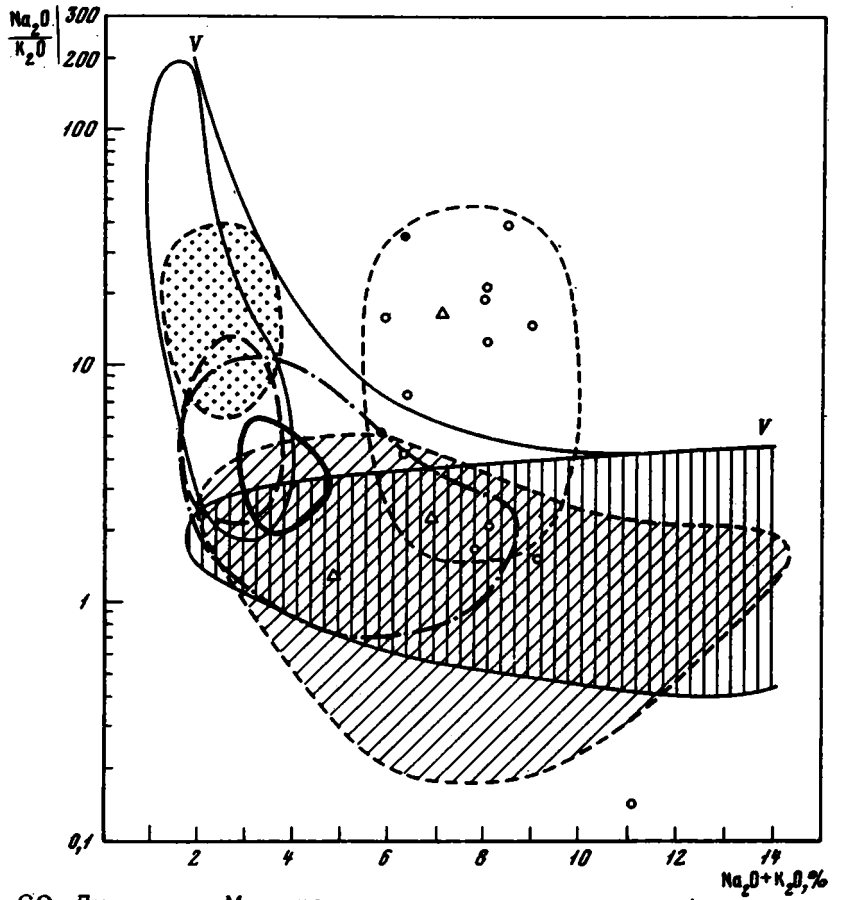


Рис. 60. Диаграмма Миясиро

Усл. обозн. см. на рис. 30 (*1–7, 9–11*; здесь *8* – вулканические породы шандинского комплекса)

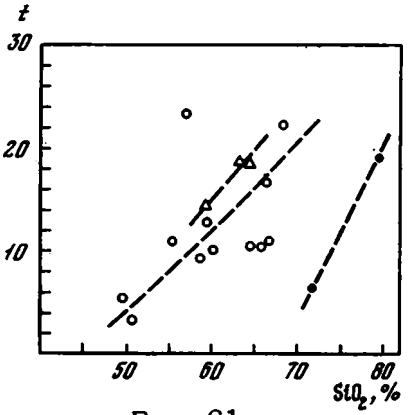


Рис. 61

Рис. 61. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Готтини (*t*) и кремнекислотности

Усл. обозн. см. на рис. 31

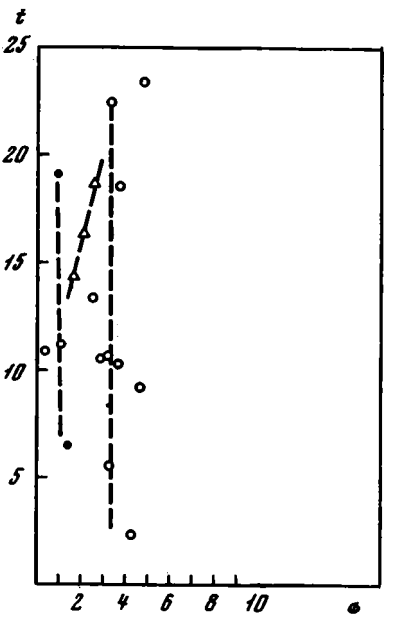


Рис. 62

Рис. 62. Вариационная диаграмма соотношения коэффициентов Готтини (*t*) и Ритмана (*σ*)

Усл. обозн. см. на рис. 31

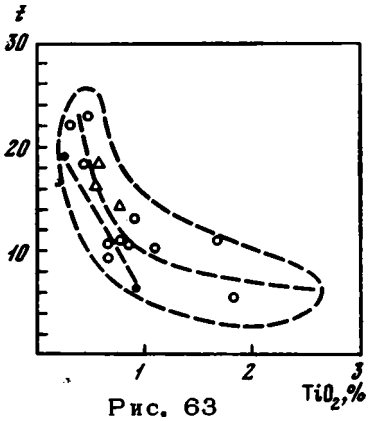


Рис. 63

Рис. 63. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Готтини (*t*) и TiO_2

Усл. обозн. см. на рис. 31

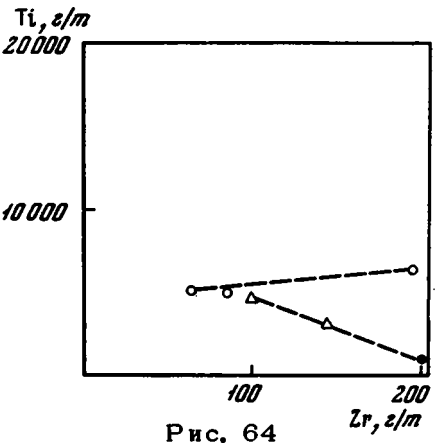


Рис. 64

Рис. 64. Вариационная диаграмма соотношения концентраций Ti и Zr

Усл. обозн. см. на рис. 31

Рис. 65. Вариационная диаграмма Х.де ля Роша и Ж.Летерье

Усл. обозн. см. на рис. 35

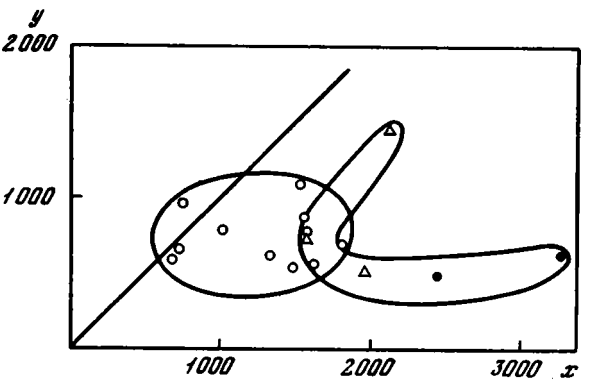


Рис. 65

Таблица 11

Содержания редких элементов (в 10^{-4}%) в некоторых разновидностях пород олистостромовой формации

Элемент	2	3	12	4	А	Б	В
Cr	185	26	17	17	61	160	30
V	230	200	210	15	164	280	180
Co	25	15	16	10	16	28	15
Ni	41	10	10	10	18	65	20
Cu	36	100	79	15	58	55	30
Pb	14	16	22	10	15	10	18
Mo	2,0	2,0	1,8	2,4	2,0	0,9	2,0
Ge	1,6	1,0	1,0	1,0	1,2	1,0	1,0
Ga	15	10	10	14	12	20	33
Zr	101	87	65	214	117	245	70

Примечание. Образцы: 2 – андезит, 3 – диорит, 12 – дацит, 4 – игнимбрит; А – среднее по базальтоидам формации, Б – среднее по океаническим базальтоидам, В – среднее по базальтоидам островных дуг.

Величина коэффициента Готтини *(t)* колеблется в достаточно широких пределах (от 3 до 23). При этом обнаруживается прямая линейная корреляционная зависимость между величиной коэффициента и кремнекислотностью пород (рис. 61). На двухкомпонентной вариационной диаграмме $t-\sigma$ видно, что корреляционной зависимости между сравниваемыми компонентами практически нет. Исключение представляют породы высокоглиноземистой серии, в которых эти два компонента связаны обратной линейной зависимостью (рис. 62). Коэффициент Готтини *(t)* и TiO_2 связаны между собой более сложной корреляционной зависимостью. В породах толеитовой и высокоглиноземистой серий эта зависимость обратная линейная, а в породах щелочной оливин-базальтовой серии – обратная логарифмическая (рис. 63). Последняя особенность, по-видимому, связана с различной скоростью концентраций титана и натрия в процессе дифференциации первичной магмы щелочной оливин-базальтовой серии. Селективная щелочность рассматриваемых пород колеблется в широких пределах и практически не обнаруживает корреляционной зависимости от кремнекислотности.

Титан и цирконий в породах комплекса связаны между собой корреляционной зависимостью, причем в щелочной оливин-базальтовой серии – слабой прямой линейной, а в высокоглиноземистой и толеитовой – достаточно сильной обратной линейной (рис. 64).

На интегральной двухкомпонентной диаграмме Х. де ля Роша фигуративные точки пород рассматриваемого комплекса сгруппировались в два поля. Первое, достаточно компактное, занимают породы щелочной оливин-базальтовой серии. Породы этой серии дифференцированы в основном по одному интегральному компоненту [по компоненту $X = 4\,Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$]. Породы высокоглиноземистой и толеитовой серий сгруппировались в одно вытянутое поле сложной формы. Дифференциация пород этих серий происходила по обоим интегральным компонентам и смыкалась с дифференциатами щелочной оливин-базальтовой серии (рис. 65). Эту особенность можно объяснить как следствие глубинной дифференциации трех рассматриваемых серий из единой первичной магмы. При таком подходе можно рассчитать состав первичной магмы как средний взвешенный из состава пород, выделенных на диаграмме концентрами и связанных между собой принципом комплементарности. Расчетный состав первичной магмы шандинского комплекса близок к андезиту – андезито-базальту. Такой расплав некоторыми петрологами (Шейнманн, 1968) постулируется как первичный при образовании андезито-базальтовых серий островных дуг. Таким

образом, противоречий в расчетном и постулируемом составах нет и можно допустить, что породы олистостромовой формации являются аналогами пород островных дуг. В табл. 11 приведены содержания некоторых редких элементов в породах этой формации. Концентрации почти всех элементов (за исключением меди и галлия) практически эквивалентны их содержаниям в вулканитах островных дуг (табл. 11, графы А, В), т.е. и геохимический материал не противоречит высказанному предположению.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Туфы. Встречено три типа туфов.

Туфы кислого состава (липаритовые, дацитовые) сходны с соответствующими туфами, встречавшимися в эффузивно-кремнистой формации, и описание их поэтому здесь не приводится. Залегают туфы среди глыбовых горизонтов, образуя небольшие (3–15 м) пачки, в которых чередуются с туффитами и силицитами; в туфовых слоях иногда присутствуют плоские галечки указанных пород (результат местных подводных размывов). Очевидно, формирование туфов происходило, как в ордовике и силуре, в результате выноса тефры из привулканической зоны в море подводными пирокластическими потоками. При разносе материал довольно хорошо отсортировывался.

Туфы среднего состава представлены различными гранулометрическими разностями, образующими неравномерно наслоенные толщи. Особенно характерны грубые (песчано-гравийной размерности) массивнослоистые туфы, состоящие из пемзы (или шлака), плагиоклазов (андезин-лабрадор), моноклинного пироксена и литокластов (андезиты с пилотакситовой структурой); присутствуют магнетит и апатит. Обычно преобладают пемза и плагиоклазы, но в некоторых слоях много литических фрагментов. Форма породообразующих частиц различная (рис. 66). Плагиоклазы идиоморфные и гипидиоморфные, иногда с корочкой хлоритизированного стекла, характерны трещиноватость и смещение фрагментов одного относительно другого. Пироксены имеют форму осколков. Пемза обычно представлена сплющенными и изогнутыми фрагментами, полностью замещенными хлоритом или цеолитом (гейландит). Среди литокластов различаются два типа: 1) нацело хлоритизированные с небольшим количеством лейст плагиоклаза, часто сплющенные и с "растрепанными" краями или извилистыми, обтекаемыми контурами и 2) угловатые, лучше раскристаллизованные, с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, причем первый иногда альбитизирован. Связующая масса скудная, представлена вторичными минералами, главным образом цеолитом, образующим крустификационные корки на обломках. Многие кусочки пемзы трудноотличимы один от другого и поэтому создается впечатление о спекании. В толще туфов встречаются полуразмытые линзочки, осколки и окатанные обломки тонких туффитов. Попадаются обломки (до 10 см) слоистых кремнистых пород, превращенных в своеобразную брекчию дробления и оползания; обломочный материал внедряется в нее по трещинам (рис. 67). Для туфов характерны флюидальность и градационное строение многих пластов.

Вверх по разрезу туфы становятся все менее грубыми, толщина пластов при этом уменьшается и среди них появляются пачки тонкого (сантиметры и миллиметры) переслаивания хорошо сортированных мелкозернистых туфов и тефроидов с зелеными и красными кремнистыми туффитами. Мелкообломочные туфы отличаются от грубых отсутствием пемзы и очень слабым проявлением цеолитизации; характерно, что в них больше альбитизированных плагиоклазов и многие литокластические обломки сильно ожелезнены. В таких тонких породах попадаются крупные кусочки (2–3 см) цеолитизированной (гейландит) пемзы. Для туфо-туффитовых пачек характерны линзовидное выклинивание слойков, следы слабых подводных размывов, иногда тонкая и неясная косая и извилистая слойчатость (рис. 68).

Рассматривая генезис туфов, необходимо остановиться на происхождении тефры и условиях ее отложения.

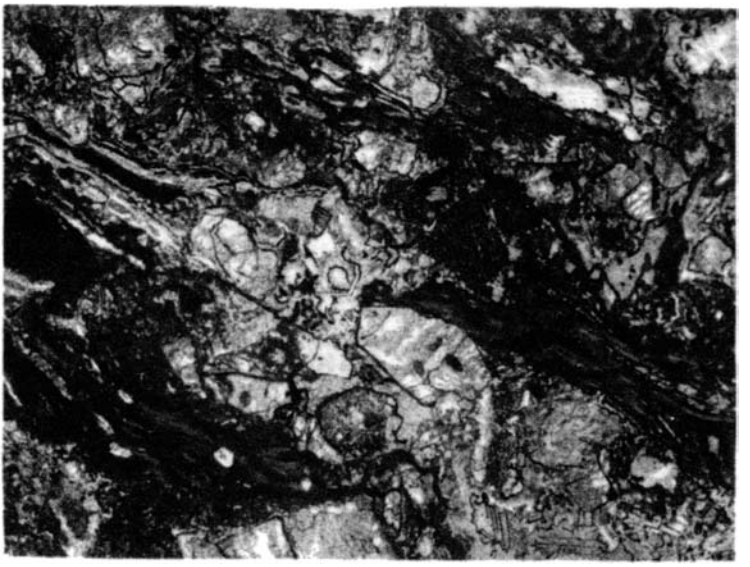


Рис. 66. Кристалло-пемзовый туф с флюидной текстурой
Увел. 20; ник. 1

Рис. 67. Контакт туфа с брекчированной кремнистой породой
Пришлифовка; нат. вел.

Появление туфов связано с деятельностью андезитового вулкана. О ее характере из рассмотрения особенностей тефры нельзя получить исчерпывающую информацию, но некоторые сведения она все же дает. Форма частиц, образующих туфы, позволяет выделить два компонента: свежий, ювенильный, и резургентный – продукт дробления при взрыве старых пород. Первый представлен плагиоклазами, пемзой и "обрывками лавы" (часть литокластов); многие из

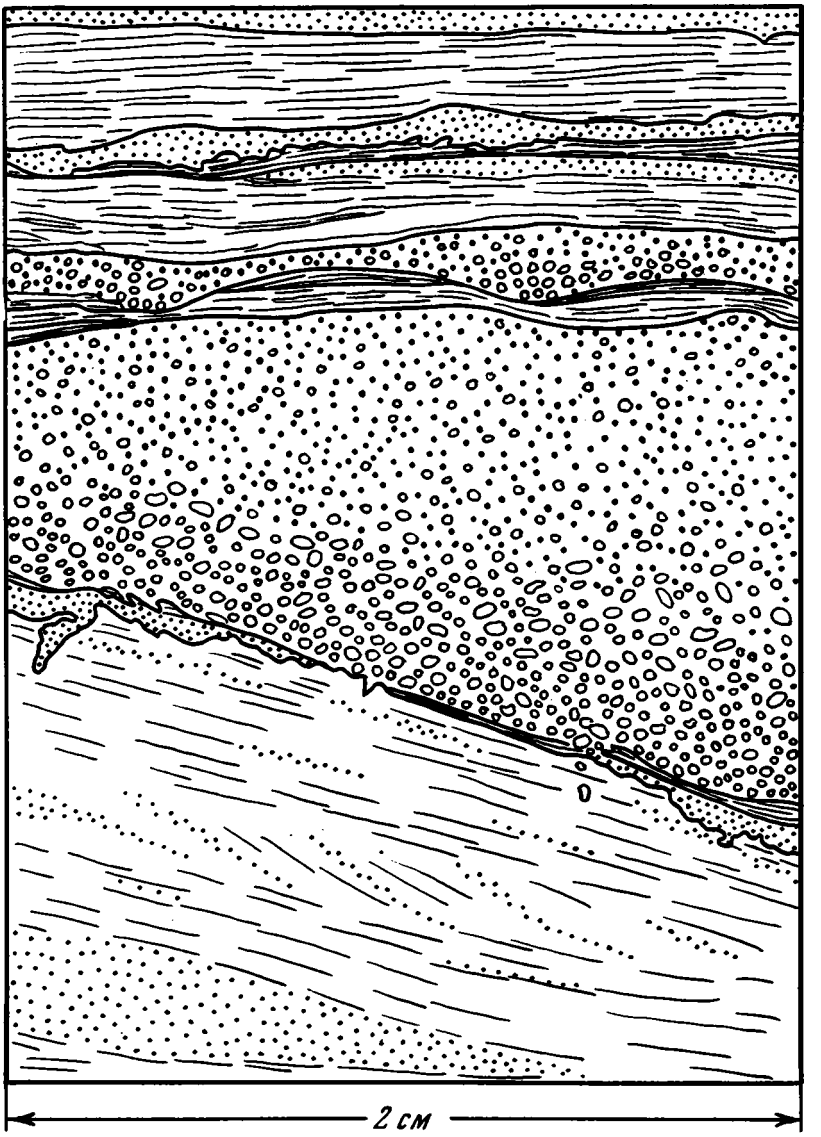


Рис. 68. Чередование туфов и тефроидов разной зернистости с туфитами

Рисунок с пришлифовки

них попадали в осадок еще горячими, пластичными и поэтому легко деформировались, иногда спекались и трескались при охлаждении. Второй компонент (резургентный) – это главным образом андезитовые обломки, частично плагиоклазы и пироксены (?).

Характерно, что плагиоклазы здесь, в отличие от свежего пирокластического материала, часто альбитизированы. Несмотря на то что резургентные литические фрагменты различаются деталями структуры, все они образованы одним типом пород, сходных и по составу и по степени измененности. Их присутствие в грубых туфах дает основание полагать, что извержения начинались при закупоренном жерле; однако сравнительно небольшое количество резургентного компонента – свидетель неглубокого расположения очага (первая, кратерная, группа по Зондеру). Расплав был довольно вязким и газонасыщенным, что приводило к обильным выбросам лемзы и формирова-

нию подвижных пеплово-пемзовых потоков. При эруциях поступало также много тонкого пепла, разносившегося на большое расстояние и осаждавшегося вместе с собственно-осадочным материалом (туффиты). Если учесть, что в формации, кроме туфов, встречаются игнимбриты, флюидные эффузивы (потоки) и экструзии (купола) того же состава, то в целом можно говорить о стромболианском или одной из разновидностей вулканского типа извержений (Лучицкий, 1976).

Трудно определить, был ли вулкан островным или подводным; продукты современных мелководных эксплозий изучены еще слабо, и сравнительный метод здесь пока неприменим. Присутствие в формации спекшихся туфов скорее указывает на островной характер вулкана. Деятельность последнего по сравнению с косистекскими вулканами была менее длительной и более умеренной, поэтому его продукты не явились столь характерным компонентом формации.

Вне зависимости от того, был ли вулкан наземным или нет, отложение тефры происходило в море. Грубые туфы, очевидно, представляют собою образования пеплово-пемзовых подводных потоков, возможно возникавших на продолжении наземных. По-видимому, каждый такой поток свежей тефры был связан с вулканическим пароксизмом. Обращает на себя внимание присутствие в отложениях пеплово-пемзовых потоков обломков и брекчированных отторженцев местных литифицированных осадочных пород (эдафогены). Очевидно, они появились в результате не только размыва потоком отложений дна, но и сопровождающих эрупции землетрясений, при которых возникали трещины и сбросовые уступы с обнаженными в них твердыми породами. При затухании вулканической деятельности донные течения разносили и переотлагали мелкий пепловый материал.

Отложение рассматриваемых накоплений происходило на различных глубинах. Основной областью формирования грубых слоев, очевидно, являлся подводный склон вулканического острова. Здесь были наиболее благоприятные условия для движения обломочных потоков. Косвенно о склоновых условиях свидетельствует и нахождение туфов в одном разрезе с олистостромами. Мелкообломочные туфы отлагались не только на склоне, но и в прилежащей депрессии, на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации.

Ксенотуфы среднего и смешанного состава встречены лишь в одном разрезе на левобережье Жаксы-Каргалы (см. рис. 56, разрез 11), где слагают довольно мощную неравномерно наслоенную толщу. Туфы зеленые, представлены всеми гранулометрическими разностями – от грубых до тонких.

Грубо- и среднеобломочные туфы массивны, главный, а иногда и почти единственный их компонент – литокласты, вследствие чего породы относятся к категории ксенотуфов. Литокласты образованы преимущественно грахиандезитами, некоторые сильно гематитизированы. В очень небольшом количестве присутствуют более кислые разности; попадаются единичные обломки перлита.

Характерно, что во многих слоях обильны фрагменты нацело или частично эпидотизированных пород. В некоторых туфах значительна кристаллокластическая примесь: обычно это обломки и гипидиоморфные кристаллы кислого плагиоклаза, но иногда есть и кварц. Очень редко попадаются кусочки окварцованной пемзы. То связующей массы почти нет, и материал довольно хорошо сортирован (очевидно, тонкая фракция отмыта), то она довольно обильна и представлена агрегатом вторичных минералов (кварц, альбит, эпидот), в котором сохранились тонкие витрические фрагменты, замещенные микрозернистым альбитом и кварцем. Форма обломков угловатая и обтекаемая. Очевидно, главная масса обломочного материала, а иногда почти весь он являются резургентными.

Мелко- и тонкозернистые туфы имеют тот же состав, что и грубые, но в них больше кристаллокластики (кислые плагиоклазы), эпидота, зерна которого по размеру соответствуют общей гранулометрии обломочной фракции, и в целом лучше сортировка материала.

Массивные грубые ксенотуфы образуют мощные пласты, чередующиеся с пакетами, состоящими из частого переслаивания мелкозернистых туфов и тефроидов с кремневидными туффитами и туфопелитами. Как указывалось, текстура этих отложений говорит о существовании слабых придонных течений.

Сравнивая ксенотуфы с рассмотренными выше туфами, мы находим существенные различия между ними. В первых почти или совсем нет свежего ювенильного материала. В основном это резургентный компонент, причем он весьма сходен с таковым ранее описанных туфов. Характерно, что в ксенотуфах нет основных плагиоклазов и очень много эпидота, который сам является частью резургентной тефры. Очевидно, зеленокаменное изменение (альбитизация, эпидотизация) является в данном случае очень ранним процессом, пре-

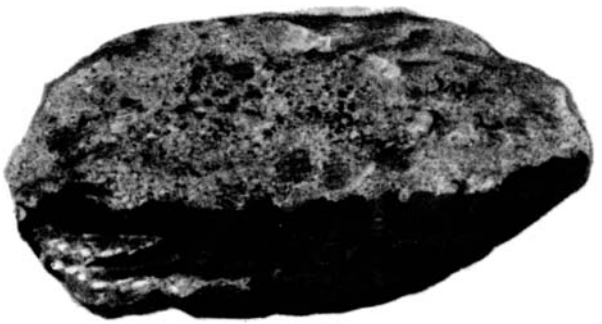


Рис. 69. Тефрогенный песчаник с кусочками черных аргиллитов
Нат. вел.

образовавшим породы пробки вулкана и, возможно, старых внутрикратерных лавовых потоков. Изменения могли происходить под влиянием пневматолиза и гидротермального метаморфизма и были, следовательно, в конечном счете как-то связаны с развитием самого очага.

Отсутствие стратиграфических данных не позволяет выяснить соотношения двух рассматриваемых типов туфов, которые территориально расположены поблизости (Косистекский участок). Вероятно, они образованы из тефры одного вулкана и, может быть, даже одного этапа извержений.

Сходны, судя по текстурным особенностям, и условия отложения материала. Все это морские осадки, в формировании которых большое значение имели турбидные и особенно придонные течения.

Тефрогены. Здесь различаются тефроиды и тефрогенные песчаники и алевролиты, в структурном отношении и в разрезе тесно связанные с туфами. Выделяются кварцсодержащие и бескварцевые литокристаллокластические разности и литические, происходящие от переработки резургентной тефры.

Кварцсодержащие породы сходны с соответствующими отложениями предыдущих формаций и, очевидно, возникли в тех же условиях. Здесь тоже встречаются слои, состоящие из кварца, кислых плагиоклазов и липаритовых обломков, и слои, в которых, кроме того, есть примесь более основных плагиоклазов (андезит) и разнообразнее состав литических фрагментов; среди них много с микрофельзитовой и трахитовой структурами, в некоторых присутствует биотит. Попадаются гальки фтанитоидов и остроугольные плоские фрагменты черных аргиллитов местного происхождения (рис. 69).

Бескварцевые породы тоже сходны с соответствующими отложениями предыдущей формации. Среди них преобладают андезитовые разности, иногда с незначительной примесью липаритового материала. Представлены они преимущественно слоями грубо- и среднепесчаной размерности. В них попадают единичные обломки известняка и линзовидные фрагменты тонких туфов и туффитов – результат местных размывов. Кроме пород андезитового состава, встречаются тефрогенные алевролиты, состоящие из дацитового материала.

Особой разновидностью тефрогенных осадочных образований являются литокластические породы, возникшие из перемытой и дифференцированной резургент-

ной тефры. Они тесно связаны с ксенотуфами, отличаясь окатанностью и лучшей сортировкой материала.

Криптотуфогенные породы (туфопелиты). Различаются два типа. Первый сходен с туфопелитами предыдущей формации.

Второй тип туфопелитов внешне представляет собой зеленую кремневидную породу, похожую на некоторые разности туфопелитов первого типа. Однако они различаются минеральным составом основной массы. В рассматриваемых породах она представлена тонким агрегатом кремнезема, эпидота (или пренита) и, возможно, хлорита. Одни слои почти лишены обломочной составляющей, в других присутствует в разных количествах тонкая кристаллокластика, преимущественно плагиоклазовая, в незначительном количестве попадается кварц. Туфопелиты образуют небольшие (20–30 см) однородные пласты, но чаще они очень тонко чередуются с мелко- и тонкозернистыми кристаллокластическими (плагиоклазовыми) туфами, образуя туфо–туфопелитовые ритмы. Для них характерны тонкая линзовидная и косая слойчатость, а также сингенетичные деформации. Развиты такие породы среди ксенотуфов. Иногда пласты последних содержат много обломков (до 20 см) туфопелитов и ритмитов, образующих брекчию с туфовой связующей массой.

ОСАДОЧНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ (ТУФФИТЫ)

Осадочно–пирокластические породы представлены тонкозернистыми разностями. Преобладают зеленые породы, но есть также темно–серые и красные. Внешне они разнообразны: от массивных и неяснослоистых с кусковатой и оскольчатой отдельностью до тонкослоеватых, плитчатых; встречаются и твердые, кремневидные породы, и более мягкие – аргиллитоподобные.

Минеральный состав и структура туффитов определяются прежде всего первичным составом пирокластического компонента. В одних породах это в основном мелкая плагиоклазовая кластика, вместе с которой в том или ином количестве присутствуют полуразложившиеся "лавовые фрагменты" и хлоритизированные осколки (стекло); этот материал беспорядочно или послойно распределен в очень тонком агрегате кварца, хлорита и цеолита (криптопирокластический и, возможно, частично осадочный материал). Осадочный компонент представлен радиоляриями и спикулами губок. В других породах кристалло- и литокластика почти отсутствует, и состоят они из тончайшей кварц–хлоритовой массы, в которой различаются мелкие фрагменты хлоритизированной пемзы и пепловых "рогулек". В разных количествах наблюдаются радиолярии и губки. Изредка порода содержит карбонатный материал – в основном это тонкозернистый окисленный сидерит. Отдельные прослои обогащены гематитом (красные разности) или органическим веществом (серые разности).

В целом основная масса породы сходна с таковой туфопелитов, но здесь лучше сохранились реликты первичной пепловой структуры и более четко выражен осадочный компонент. Количественно он варьирует в больших пределах, так что здесь различаются как орто–, так и паратуффиты.

ТЕРРИГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Рассматриваемую формацию отличает от предыдущей обилие терригенных обломочных пород, в значительной мере определяющих ее облик. Образованы они преимущественно полимиктовым материалом, особенно характерны грубые накопления. Глинистых пород в формации мало, и мы их не рассматриваем.

Полимиктовые породы гранулометрически очень разнообразны: среди них различаются все разновидности – от глыбовых микститов до алевролитов.

Микститы представлены двумя разновидностями, различающимися характером связующей массы: в одном случае она песчано–галечная, в другом – алев-

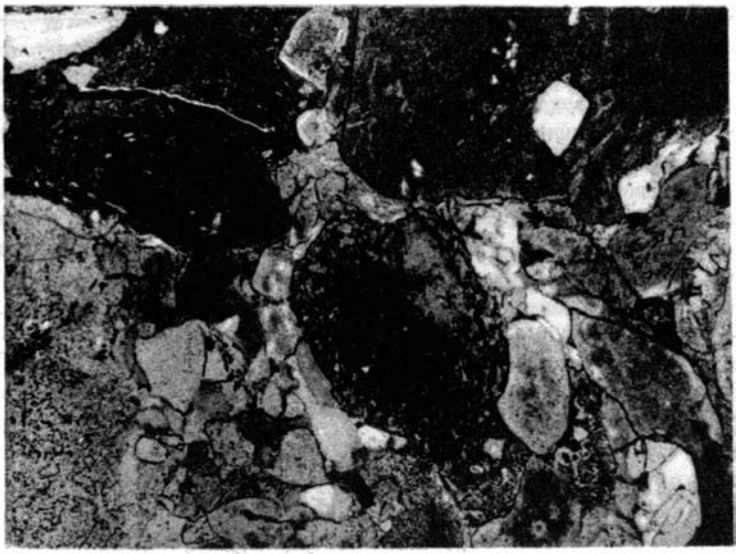


Рис. 70. Основная масса микстита
Увел. 20; ник. 1

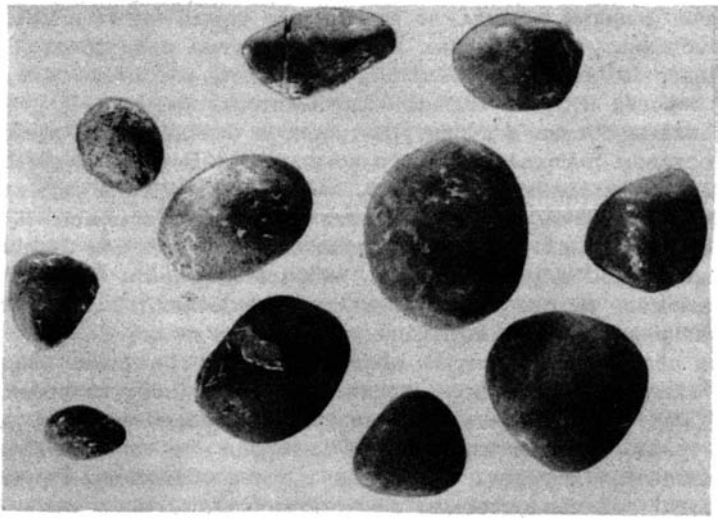


Рис. 71. Гальки из связующей массы микстита
Нат. вел.

ро-пелитовая. Состав обломочной фракции и там и тут сходен, но от места к месту заметно меняется.

Микститы первой разновидности по существу являются несортированными глыбовыми конгломератами. В них различаются две составляющие: основная масса и "включения" крупных фрагментов – валунов, глыб, отторженцев, размер которых значительно больше размера обломков связующей массы ("двумодальная структура"). Именно это придает отложениям характерный облик. Связующая масса в одних случаях представлена грубозернистым, довольно плохо сортированным песчаником (рис. 70), часто гравийным, в других – конгломератом, размер галек в котором колеблется от 1 до 3–5 или до 10 и даже 20 см; всегда есть примесь песка и гравия, иногда большая.

Состав обломочного материала изменчивый, но в целом он полимиктовый. Постоянно присутствуют известняки, причем местами они резко преобладают.

Обычно много туффитов и силицитов, вместе с которыми иногда встречаются кварц-плагиоклазовые и плагиоклазовые тефроиды. На некоторых участках существенным даже и основным компонентом являются разнообразные изверженные породы: диабазы, спилиты, андезиты и трахиандезиты, липариты; они различаются не только составом и структурой, но и степенью измененности, очевидно представляя продукт разрушения и силурийских, и девонских толщ. На других участках много обломков сакмарских фтанитов. Как экзотический компонент попадаются фрагменты гранофиров, слюдисто-кварцевого песчаника, яшмы, серпентинита. Характерно, что состав обломочного материала существенно меняется не только от места к месту, но иногда и в пределах одного выхода, причем на отдельных участках он здесь почти "мономиктовый": это либо эффузивы одного состава, либо фрагменты, соответствующие одной тефре. Частично это связано с разрушением крупных отторженцев определенного состава. Обработан материал различно, но в целом хорошо. Встречаются слои с прекрасно окатанной галькой, овальной, плоской и сглаженно-угловатой (рис. 71). Обычно хуже всего обработаны фтанитовые обломки.

Вторая составляющая отложений - глыбы и блоки размером от валунов до нескольких метров и первых десятков метров. Здесь больше всего разнообразных известняков, многие содержат фауну кобленца и нижнего эйфеля. Изредка попадаются глыбы лудловских известняков с цефалоподами. Часто наблюдаются пластовые отторженцы кремней, туффитов, тефрогенных песчаников, реже - яшм. На некоторых участках довольно много глыб и валунов кварцевых кератофиров, флюидных трахиандезитов, дацитов. Отложения в одних местах имеют хаотичное строение: крупные обломки расположены беспорядочно, некоторые из них изогнуты, а обломки пластов наклонены по-разному. В других улавливаются черты горизонтальной стратификации; что обусловлено субпараллельным расположением плоских отторженцев, обогащением некоторых уровней крупными глыбами и изменением гранулометрии от более к менее грубой в разрезе некоторых пачек.

Микститы второй разновидности по составу и характеру обломочного материала сходны с рассмотренными, но отличаются составом связующей массы. Она образована темно-зеленым и темно-серым аргиллитом или туфопелитом, обычно перемятыми, с плоскостями скольжения. В такой массе беспорядочно включены галька, глыбы и отторженцы. Здесь же присутствуют раздавленные и полуразрушенные куски туффитов и тефрогенных песчаников, причем иногда видно, как слагающий их материал переходит в состав связующей массы. Изредка удается видеть нижний контакт такого микстита. Он залегает на тонких породах, граница с которыми имеет ярко выраженный оползневый характер. Тонкие пластичные осадки здесь выжимались под весом глыб и захватывались глыбовым горизонтом. Таким образом, связующая масса формировалась за счет перетирания тонкозернистых обломков и "ассимиляции" подстилающих осадков.

Конгломераты и гравелиты сходны с основной связующей массой микститов первой разновидности, отличаясь лишь отсутствием глыб. Это тоже полимиктовые породы, состоящие обычно из хорошо окатанных (рис. 72), но плохо сортированных галек и гравия. Часто обломки вулканических пород мельче и лучше окатаны, чем гальки здесь же присутствующих известняков. Хотя сортировка материала слабая, выделяются менее грубые - гравийно-мелкогалечные и более грубые - валунно-галечные отложения. Обращает на себя внимание хорошая окатанность валунов размером даже 30-40 см.

Микститы и конгломераты встречаются в одних и тех же разрезах в виде пластов (2-5 м) и пачек мощностью несколько десятков метров, причем отложения с глыбами обычно более мощные, чем галечные и гравийные слои.

Песчаники и алевролиты разнообразны по составу, и здесь можно было бы выделить много подтипов. Мы этого не делаем, чтобы не перегружать работу фактическим материалом, а главное, потому, что в целом породообразующая кластика имеет вполне определенный облик и ее изменения связаны в основном с вариациями относительного количества отдельных компонентов. В соста-

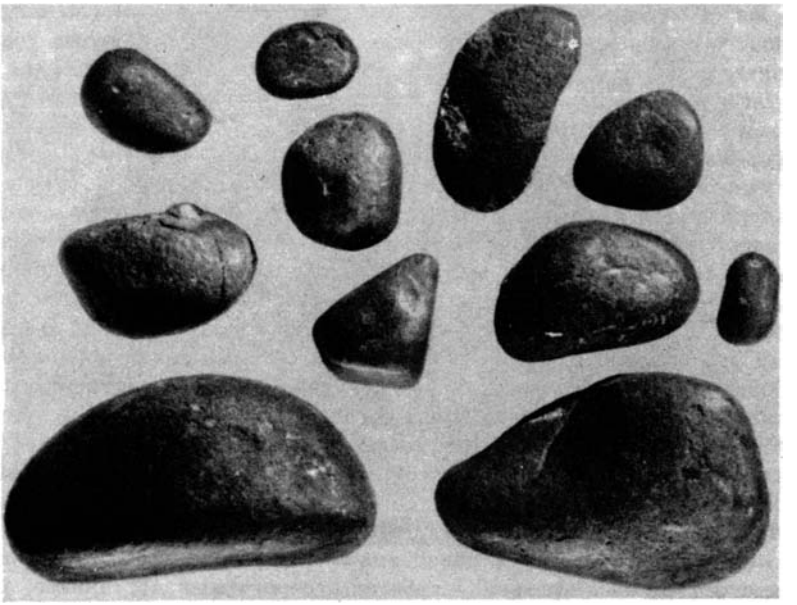


Рис. 72. Гальки из конгломерата
Нат. вел.

ве обломочного материала много и осадочных и вулканических пород, а есть и примесь пирокластики.

Осадочные породы представлены известняками и силицитами. Известняки очень разнообразны; преобладают органогенно-детритовые и сгустковые, есть оолитовые, а также крупнокристаллические (мраморизованные); большую роль в составе известняковой кластики играет окатанный раковинный детрит (мшанки, иглокожие, тентакулиты, водоросли и др.)[1]. Основная часть известняковых фрагментов, а может быть и все они, возникла из шандинских пород. Среди силицитов различаются фтаниты, спонголиты и туффиты, перекристаллизованные кремни, окремненные известняки, изредка яшмы. Материал здесь как силурийский, так и девонский.

Изверженные породы еще разнообразнее. Среди них есть зеленокаменно измененные спилиты и диабазы, сходные с сугралинскими, андезиты с различной, иногда трахитовой, структурой, липариты – со сферолитовой, реже флюидной основной массой; встречаются пузыристые "вулканиты" и шлаки. Очень редко попадаются гранофиры. Заметную роль играет и кристаллокластика – кварц, плагиоклазы, как альбитизированные, так и свежие (андезит, лабрадор); изредка отмечается биотит. В некоторых слоях много хлоритовых и серпентинитовых фрагментов, причем местами видно, как по серпентину развивается хлорит. Акцессории представлены главным образом рудными минералами, но иногда много эпидота, а иногда – хромовой шпинели. Весь этот материал связан с разрушением как девонских вулканических построек (вулканотерригенный), так и пород более древнего, сугралинского комплекса, причем далеко не всегда их можно различить.

Соотношение различных компонентов кластики, как указывалось, от места к месту меняется. Есть песчаники, образованные только вулканическим материалом (рис. 73), причем иногда он представлен породами одного какого-нибудь состава (основного, среднего, кислого), а иногда их смесью. С обломка-

[1] Иногда известняковых или кремнистых обломков так много, что породу уже следует рассматривать не как полимиктовый, а как известняковый или кремневый песчаник.

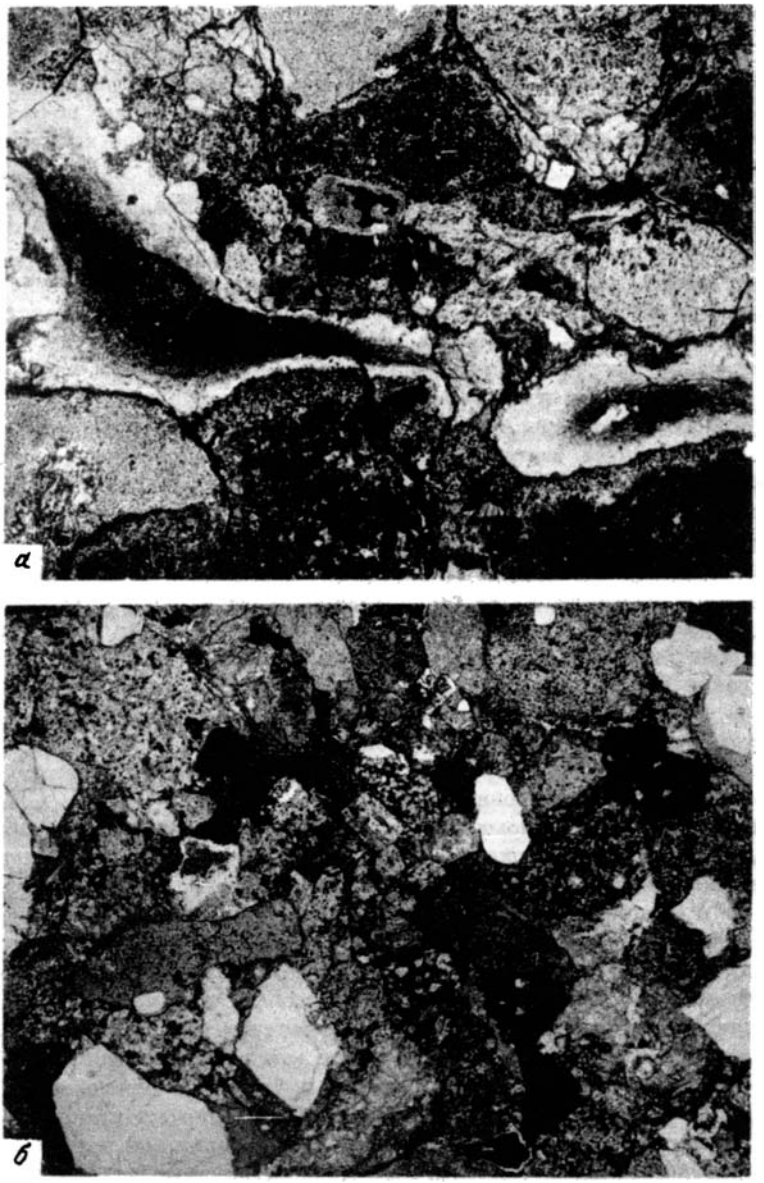


Рис. 73. Полимиктовые песчаники

а – обломки разных эффузивных пород; *б* – резко преобладают обломки липаритов

Увел. 20; ник. 1

ми базальтов местами ассоциирует много шлака, а с андезитами – плагиоклазовой кластики. По облику и характеру вторичных изменений это девонский материал, в главной массе вулканотерригенный, но частично, возможно, тефровый (шлак, стекловатые лапилли, кристаллокластики). Таких пород в формации сравнительно мало. Чаще песчаники имеют более сложный состав; обломочная фракция в них представлена известняками, эффузивными породами (разнообразными) и кристаллами; меньше кремневых и туффитовых обломков, хотя локально они обильны, особенно фтаниты; характерно, что вместе с ними часто наблюдается обогащение зеленокаменным материалом.

Среди рассмотренных песчаников встречаются все гранулометрические разности – от грубой, гравийной, до мелкозернистой (и крупноалевритовой), при-

чем преобладают крупно- и среднеобломочные. Для шандинских песчаников характерны следующие структурные особенности: обычно плохая сортировка, которая, однако, существенно улучшается в мелкозернистых слоях; разная окатанность фрагментов, наблюдаемая не только в различных слоях, но и в пределах одного образца; как правило, отсутствие или незначительное количество связующей массы.

Развиты песчаники в разных ассоциациях. Во-первых, они присутствуют в олистостромовых горизонтах и среди конгломератов, где образуют слои и линзы, нерезко обособленные от более грубых отложений. Иногда можно наблюдать, как глыбовый горизонт латерально переходит в менее грубый и на некоторых уровнях сменяется гравийным песчаником. Как правило, текстура таких песчаников беспорядочна. Во-вторых, небольшие песчаные прослои характерны для многих известняковых пачек, линз и отторженцев. Иногда здесь хорошо выражено прямое асимметрично-ритмичное распределение материала. В-третьих, песчаники образуют прослои (до 20 см) среди туффито-силицитовых пачек; обычно песчаники здесь мелкозернистые, хорошо сортированные, слоеватые.

Происхождение полимиктовой кластики, как мы видели, двояко. Во-первых, это продукты разрушения разных толщ силура (осадочных и вулканических); по отношению к рассматриваемой формации это комплекс основания. Очевидно, его породы до разрушения претерпели складчатость, о чем свидетельствуют сильная перекристаллизация, брекчирование и будинаж, наблюдаемые во многих силурийских фтанитовых отторженцах. Особое значение имеет присутствие в песчаниках серпентинитовых обломков и хромовой шпинели (акцессории), которые в грубых накоплениях обнаруживаются хуже. Обогащение ими, видимо, связано с размывом серпентинитов или серпентинитового меланжа. Во-вторых, это местная кластика, представленная известняками, туффитами, кислыми и средними эффузивами и другими породами, встречающимися в разрезах между обломочными горизонтами или синхронными последним.

Хорошая окатанность обломков, даже крупных (валуны), как и обилие известняков, указывает на мелководные условия формирования кластики. Часть ее, несомненно, пережила и наземную обработку. Нередко встречаются гальки, в том числе и крупные, возникшие от раскола хорошо окатанных обломков. Это свидетельствует о транспортировке в бурном потоке, способном окатывать валуны и дробить крупные гальки. Среди обломочного материала есть и остроугольные фрагменты, главным образом фтанитовые, но их сравнительно мало, и они концентрируются лишь на некоторых участках.

Очевидно, образование такого угловатого материала связано с локальными крутыми уступами и быстрым захоронением в условиях, исключавших обработку.

Хотя главная масса фрагментов, слагающих глыбовые горизонты, возникла на мелководье, сами они, как и разделяющие их осадки, не характерны для такой обстановки. Несортированность материала, крупные отторженцы и глыбы, оползневые контакты – свидетели быстрого перемещения больших масс обломочного материала по склону. По всем признакам – это типичные олистостромы: подводнооползневые и обвальные горизонты.

Конгломераты и гравелиты возникли в разных фациальных условиях. Одни из них представляют собой дистальные части олистостром и тоже являются склоновыми отложениями. Другие, вмещающие крупные линзы известняков, по-видимому, следует рассматривать как сохранившиеся на месте (не нарушенные оползанием) мелководные образования; при соответствующих условиях они и давали материал для олистостром.

Формирование песчаных осадков происходило в разных условиях. Одни из них являются частью олистостром, другие представляют собой мелководный осадок, связанный с периодическим приносом терригенного, вулканотерригенного или пирокластического материала на отмели, где накапливались органогенные известковые слои, при обмелениях последние размывались, давая местную кластику. Кроме того, временами мелкий обломочный материал выносился с отмелей в более глубокие участки моря, формируя прослои среди тонких кремнистых и пеплово-кремнистых илов.

Кроме рассмотренных песчаников как экзотический элемент в формации присутствуют существенно кварцевые песчаники. Они почти белые, часто очень крепкие, сливные, массивные, от крупно- до мелкозернистых. Всегда преобладают зерна кварца, иногда слагающие до 90% обломочной фракции. Характерны обломки пород, состоящие из микро- и тонкокристаллического кварца, иногда в срастании со слюдой, хоритом и плагиоклазом; по-видимому, это "микрокварциты", перекристаллизованные силициты и основная масса кислых эффузивов; в некоторых образцах это второй по значению компонент, в других - резко подчиненный, но почти всегда присутствующий. В разных количествах встречаются пелитизированные плагиоклазы и микроклин; попадаются единичные зерна слюдистых сланцев, пертита и полуразложенных основных эффузивов. Мелкозернистые разности обогащены мусковитом. Обломочный материал в целом хорошо окатан и сортирован, хотя в отсортированной основной массе всегда рассеяны отдельные более крупные зерна. Связующая масса отсутствует и широко развиты регенерация (кварцем и альбитом), конформное и микростиллолитовое сочленение зерен.

Присутствие вместе с кварцем слюды и калишпатов (микроклины) указывает на то, что источником кластики были сиалические породы. Это был, по-видимому, локальный источник, расположенный на юге. Напомним, что и в силуре здесь временами появлялись слюдисто-кварцевые и аркозовые песчаники. Очевидно, и в шандинское время либо продолжали разрушаться те же породы (граниты, метаморфиты), либо перемывались силурийские сиалические песчаники.

Обращает на себя внимание следующее обстоятельство. Крупнозернистые и более мощные (до 25 м) разности рассматриваемых песчаников встречены на юго-востоке Косистекского участка (см. рис. 56, разрез 11). Западнее песчаники, сходные по составу, обнаружены в пределах Чанчарской антиклинали (см. рис. 56, разрез 3); здесь они мелкозернистые, образующие небольшие прослои в карбонатно-кремнистой толще. Такое изменение гранулометрии и мощности, по-видимому, может указывать на снос сиалического материала с востока (или юго-востока).

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ (СИЛИЦИТЫ)

Здесь выделяется три типа: фтанитоиды, яшмы и зеленые силициты, связанные переходами с туффитами и туфопелитами.

Фтанитоиды. Это темные породы, внешне похожие на фтаниты. Они состоят из кремнезема и содержат небольшую примесь неравномерно распределенного органического вещества, образующего сгустки и линзочки. Там, где порода обогащена органикой, кремнезем криптокристаллический, там же, где ее нет или очень мало, он раскристаллизован в тонкозернистый агрегат. Иногда наблюдается примесь карбоната кальция и прослоями фтанитоид переходит в кремнистый известняк. В одних образцах много спикул губок (спонгиевый фтанитоид), в других рассеяно то или иное количество радиолярий. Породы слоистые и слоеватые. Обычно они чередуются с известняками, образуя тонконаслоенные (1-15 см) пакеты, но встречаются и в виде довольно мощных (до 2-3 м) пластов в пачках чередования кремневых или полимиктовых песчаников и органогенно-детритовых известняков. От франитов они отличаются в общем меньшим содержанием органического вещества и примесью карбонатного материала. В формации имеют небольшое распространение.

Яшмы. Внешне, по составу и структуре, они сходны с яшмами предыдущих формаций. Здесь тоже встречаются радиоляриты и породы с единичными раковинами; часто при этом те и другие чередуются. Меньше распространены спонгиевые яшмы. Преобладают высококремнистые породы с ничтожным количеством примесей и очень низким содержанием малых элементов. Характерны микростяжения окислов марганца, внутри которых иногда наблюдаются и очень мелкие (0,075-0,1 мм) фосфатные оолиты. В шандинских яшмах чаще наблю-

дается брекчирование и осветление. Отчетливая пространственная связь яшм с основными вулканическими породами не улавливается; по-видимому, это объясняется тем, что мы наблюдаем лишь дистальные части яшмовых горизонтов, причем обычно в смещенном благодаря оползням залегании.

Другие силициты. Это зеленые разных оттенков породы, обычно плитчатые с тонкими прослоями, обогащенными глинами. В них присутствуют остатки радиолярий и спикулы губок, причем нередко замещенные не кварцем или халцедоном, а хлоритом или альбитом. В некоторых прослоях наблюдается небольшая примесь осколков плагиоклаза и хлоритизированного стекла. Содержание FeO+MgO позволяет приблизительно рассчитать количество хлорита в породе (6,4 и 7,2%). По "хлоритовым компонентам" (FeO+MgO)эти породы близки к некоторым туффитам и силицитам предыдущей формации; титан-циркониевое отношение сближает их с туффитами; обращает на себя внимание более высокое содержание K_2O по отношению к Na_2O. В общем характер всех этих пород определяется присутствием хлорита, очевидно представляющего собой продукт изменения тонкой пирокластической примеси.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Как уже ясно из описания разрезов, карбонатные породы представлены известняками. Обычно они приурочены к олистостромовым горизонтам, образуя крупные линзы, глыбы, валуны и гальки; реже встречаются в толщах кремнистых пород в виде прослоев и линз или находятся с ними в переслаивании.

Среди известняков различаются массивные и слоистые, причем последние часто обогащены терригенным материалом и связаны переходом с полимиктовыми песчаниками.

Массивные известняки белые, участками розовые или серые, часто с хорошо выраженными инкрустациями, представляющими собой корочки обрастания первичных каверн, позднее заполненных пелитоморфным карбонатом кальция или раковинным детритом. Известняки разнообразны. Иногда они перекристаллизованы и в них почти не различаются органические остатки, но чаще последние обильны. Это - мшанки, брахиоподы, одиночные и колониальные кораллы, строматопороидеи и др. Распределены они в породе очень неравномерно и встречаются как в виде цельных, хорошо сохранившихся колоний и банок, так и в виде скоплений детрита. Мшанковые колонии обычно инкрустированы, брахиоподы сохранились с обеими створками и часто находятся в прижизненном положении, что характерно для биогермных построек. Такие биогермные участки латерально и в разрезе сменяются мелко- и тонкозернистыми известняками, в которых органические остатки визуально плохо различимы. Микроскопическое изучение показывает, что здесь особенно широко распространены полидетритово-сгустковые, сгустково-мшанковые и шламово-микритовые разности (рис. 74). Как видим, характерным породообразующим компонентом являются сгустки, образованные пелитоморфным карбонатом кальция и имеющие в основном водорослевое происхождение. Вместе с ними иногда много зеленых водорослей типа Dasycladacea и синезеленых типа *Girvanella*, а также разнообразного детрита морских беспозвоночных. Часто наблюдаются следы жизнедеятельности водорослей в виде грануляции и обволакивания раковинного детрита.

Широкое развитие имеют микрозернистые (микритовые) известняки с небольшим количеством органогенного шлама и с отдельными крупными обломками раковин. Структурную неоднородность известняков усиливает их неравномерная перекристаллизация. Примеси постороннего обломочного материала, как правило, в массивных известняках нет. Лишь изредка попадаются редко рассеянные мелкие хлоритизированные фрагменты, песчинки эффузивных пород, кварца. Местами, однако, в кровле массивных известняков появляются гальки зеленокаменных эффузивов (окварцованных и эпидотизированных) и осколки фтанитов.

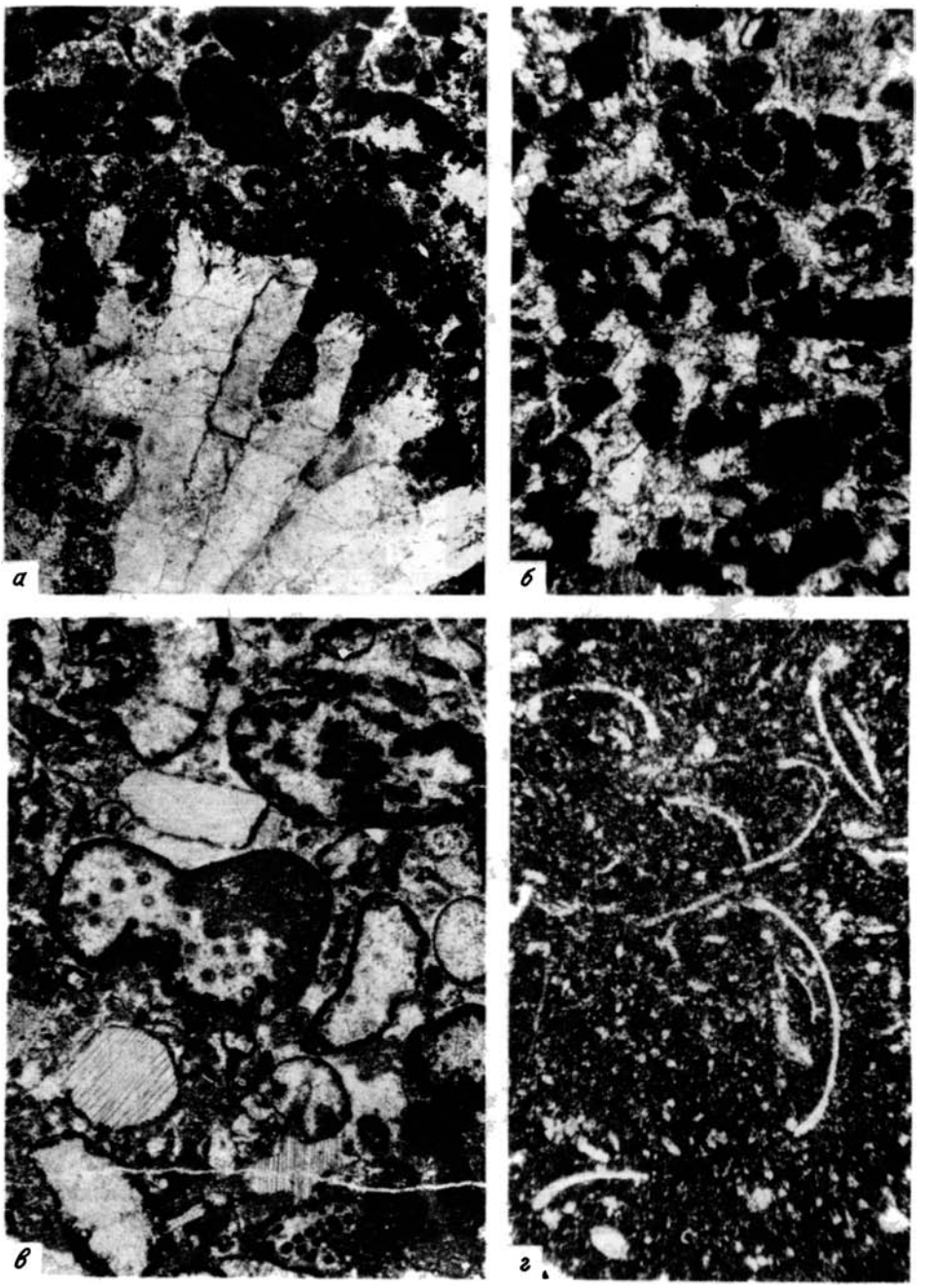


Рис. 74. Известняки массивные

а – сгустково-водорослевый известняк с кораллами; *б* – сгустковый известняк; *в* – детритовый известняк с окатанными органогенными фрагментами; *г* – шламово-микритовый известняк

Увел.: *а, в* – 20; *б, г* – 50; ник. 1

Слоистые известняки светло-серые, местами плитчатые, органогенные, с тем или иным количеством песчаной примеси. Выделяются две главные разновидности, связанные переходом: сгустково-полидетритовая и тентакулитовая.

Первая представлена мелко-, средне- и крупнодетритовыми разностями, причем иногда наблюдается уменьшение гранулометрии от подошвы к кровле

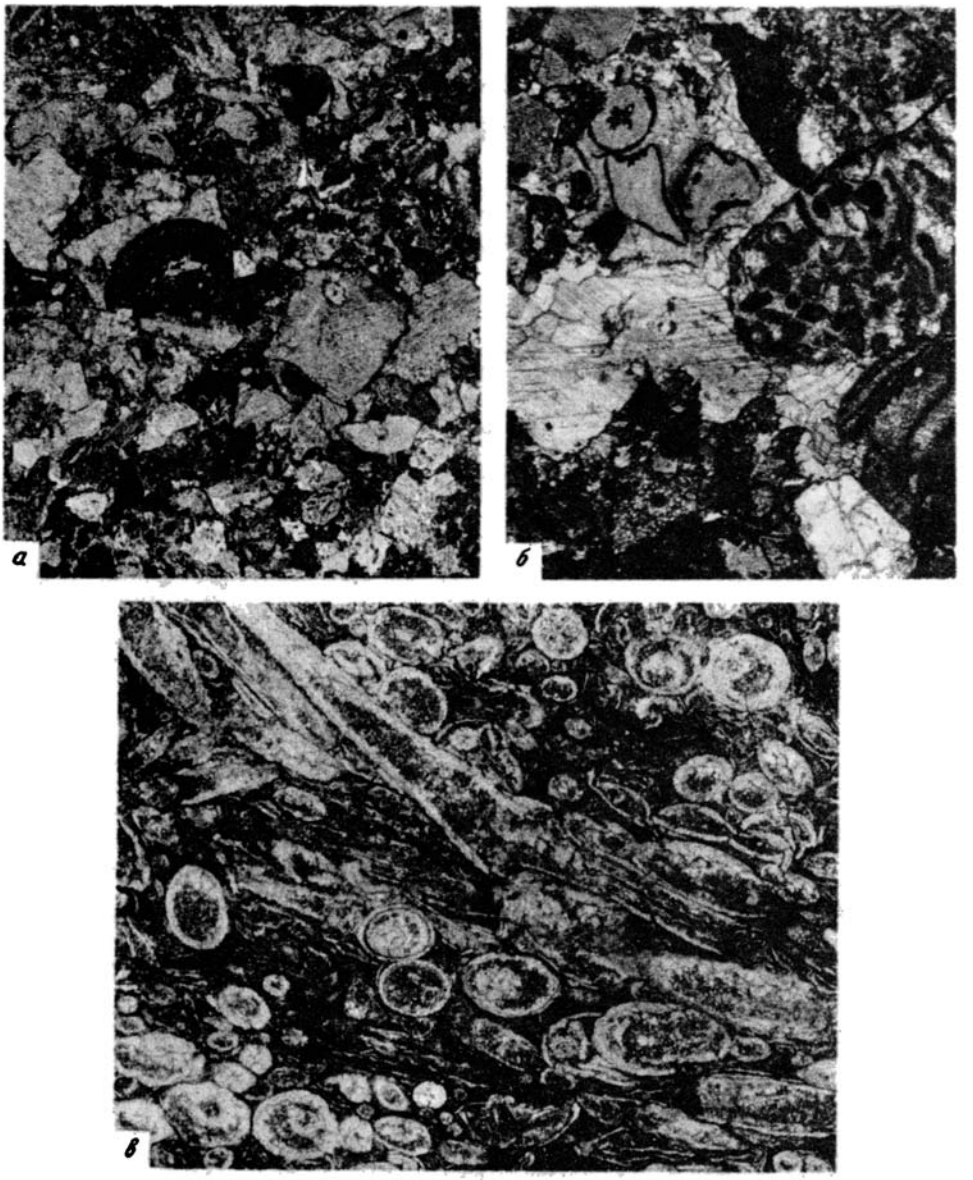


Рис.75. Известняки слоистые
а, б – полидетритовые; *в* – гентакулитовые
Увел. 20; ник. 1

пластов. Главным, преобладающим компонентом является раковинный детрит, состав которого разнообразен (рис. 75, *а, в*). Особенно много иглокожих, брахиопод, мшанок, тентакулитов; попадаются трилобиты, кораллы. Количественные их соотношения меняются от слоя к слою. Иногда обломки окатаны. Во многих образцах присутствуют сгустки и мелкие комочки из пелитоморфного карбоната кальция (водорослевые образования, капролиты, окатанные зерна); иногда они становятся существенной составляющей породы. Попадаются оолиты, но их мало. Почти всегда в том или ином количестве есть примесь обломочного материала, от алевритовой до крупнопесчаной размерности. Состав его меняется от места к месту. Больше всего основных изверженных пород, хлоритизированных фрагментов, аргиллитов и туффитов; иногда много фтанитов и

других кремнистых пород; несколько меньше кварца (эффузивный); встречаются плагиоклазы; в некоторых прослоях много серпентинита, вместе с которым присутствует хромовая шпинель; часто встречаются обломки известняка, в отдельных случаях мраморизованного и окремнелого. Мы видим, что по составу примесь сходна с материалом, слагающим полимиктовые песчаники. Изредка в известняках наблюдаются железистые микростяжения.

Вторая разновидность – тентакулитовые известняки – иногда почти нацело образована остатками этих беспозвоночных (см. рис. 75, *в*), причем их раковины мало повреждены, лежат горизонтально и местами бóльшая часть их ориентирована тонким концом в одном направлении, что свидетельствует о придонных течениях. Встречаются также слои, в которых, кроме тентакулитов, в небольшом количестве присутствует детрит криноидей, брахиопод, пелеципод, конодонтов, известковых водорослей и заметную роль играет микритовый компонент, текстура породы здесь беспорядочная и сортирующего влияния течений не чувствуется. Терригенной примеси в одних слоях нет, в других рассеяны мелкие хлоритизированные и аргиллитовые фрагменты. Тентакулитовые известняки имеют неширокое распространение. Они обычно встречаются в виде линз толщиной от 0,5 до 1,5 м и длиной до нескольких десятков метров, развитых среди кремнистых пачек или туфов; присутствуют они и в глыбовых горизонтах (олистостромах), но здесь их мало.

Массивные известняки представляют собой сложные образования, их костяком были небольшие (первые метры) биогермные постройки, главным образом водорослево-мшанковые; между ними обитали разнообразные морские беспозвоночные и водоросли, накапливался органогенный детрит, а в отдельных, затишных, участках – и хемогенный карбонат кальция. Это была очень мелководная обстановка. Посторонний обломочный и глинистый материал сюда почти не поступал, когда же он появлялся, биогермные постройки исчезали.

Сгустково-полидетритовые слоистые известняки пространственно в одних случаях тесно связаны с массивными, в других они разобщены. Формировались такие отложения тоже на отмелях, отдельные участки которых эпизодически выходили из-под уровня моря, и недавно возникшие породы размывались. С отмелей органогенный детрит выносился и в более глубокие участки, в область отложения тонких илов (пачки чередования известняков с туффитами и силицитами), при этом он испытывал сортировку. Тентакулитовые известняки возникали, по-видимому, в основном в более глубоководных зонах, чем полидетритовые, и иногда формирование раковинных накоплений было связано с зоной течений.

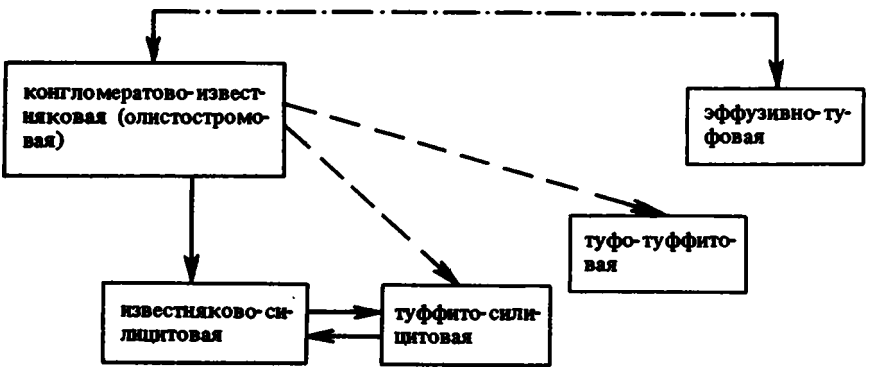
ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ

Строение формации определяется соотношением нескольких характерных породных ассоциаций, причем в их распространении нет той четкой пространственной упорядоченности (зональности), которая наблюдается в двух нижележащих формациях. Породные ассоциации представлены здесь двумя главными группами: в первой существенным компонентом являются известняки, во второй – вулканический материал, преимущественно тефровый.

Первая группа представлена двумя взаимосвязанными ассоциациями. 1. Конгломерато-известняковая (собственно олистостромовая), состоит из микститов, глыбовых конгломератов и песчаников, вмещающих пачки, линзы и многочисленные отторженцы известняков; обломочный материал полимиктовый, но большое значение, как мы видели, имеют фрагменты местных известняков. 2. Известняково-силицитовая – представляет собой чередование песчаных органогенно-детритовых и тентакулитовых известняков с кремнистыми породами.

Вторая группа включает три ассоциации. 1. Эффузивно-туфовая – чередование туфов, ксенотуфов и тефрогенных песчаников; в небольшом количестве присутствуют тонкозернистые кремнистые туффиты; локально появляются средние

и кислые эффузивные породы. Примером этой ассоциации служит нижняя часть разреза, составленного на левобережье Жаксы-Каргалы (см. рис. 56, разрез 11). 2. Туфо-туффитовая – чередование туфов и тефрогенных песчаников с тонкозернистыми кремнистыми туффитами и туфопелитами. 3. Туффито-силицитовая – кремнистые туффиты, туфопелиты и силициты. Состав двух последних ассоциаций иногда усложняется прослоями полимиктовых песчаников с органогенным детритом (см. рис. 56, разрез 5); здесь, таким образом, появляется элемент, характерный для первой группы ассоциаций. Если учесть, что в конгломератово-известняковой ассоциации местами существенна примесь пирокластического материала, то связь между обеими группами будет еще очевидней. В общем виде соотношение ассоциаций можно иллюстрировать следующей схемой (сплошные стрелки показывают связь между ассоциациями, пунктирные – локальную примесь полимиктового песка, пунктирные с точками – примесь тефры):



Ассоциации обеих групп имеют довольно четко выраженную тенденцию пространственного обособления, но встречаются и в чередовании (в одном разрезе), причем иногда такое "пространственное объединение" связано с явлением оползневого смещения отложений ассоциаций первой группы.

Кроме перечисленных отложений, в формации присутствуют породы, "независимые" по отношению к рассмотренным ассоциациям, "незакономерно вклинивающиеся" в сочетания последних. Это основные эффузивы, яшмы, существенно кварцевые песчаники. Первые сосредоточены внизу разреза, и, как указывалось, в большинстве случаев неясно, действительно ли это шандинские, а не более древние образования. Яшмы слагают как довольно мощные сплошные пачки (см. рис. 56, разрез 9, 11), так и небольшие прослои среди олистостромовых толщ (см. рис. 56, разрез 1, слой 14) или среди обычных шандинских силицитов; попадаются яшмы и в обломочной фракции конгломератов, но здесь они могут быть силурийскими. Учитывая закономерное сочетание основных эффузивов и яшм (парагенез), мы допускаем, что наблюдаемые яшмовые пачки могут быть дистальными частями спилитово-яшмовой ассоциации, развитой в соседней структурно-фациальной зоне. Наиболее "чуждым элементом" являются кварцевые песчаники. Они в виде довольно мощной пачки (25 м) встречены лишь в одном разрезе (см. рис. 56, разрез 11), но их отторженцы присутствуют в олистостромах на юге Косистекского участка, что указывает на довольно широкое площадное распространение здесь небольшого песчаного горизонта. На строение формации эти песчаники сколько-нибудь существенного влияния не оказывают.

Границы формации определить трудно, так как сейчас они, как правило, тектонические. Нижняя граница, очевидно, представляла собою поверхность несогласия (во всяком случае локального), связанного с предшествующей складчатостью. Верхняя граница определяется по появлению мощных эффузивов, в основании которых местами сохранился базальный обломочный горизонт. Латеральные ограничения формации точно установить нельзя, так как в пределах

Сакмарского аллохтона одновозрастные отложения смежных формаций отсутствуют. Вдоль западного крыла Зилаирского синклинория возрастным аналогом формации является мощная карбонатная толща, в которой большим распространением пользуются рифогенные известняки (Краузе, Маслов, 1961; Камалетдинов, 1974). Восточнее рифовой полосы (восточный борт Зилаирского синклинория) развиты терригенно-кремнистые образования бетринской свиты, верхняя часть которых, правда несколько условно, относится к нижнему девону-эйфелю (Краузе, Маслов, 1961). Представлена она кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями кварцевых песчаников. С.Н.Краузе и В.А.Маслов рассматривают эти отложения как возникшие в относительно глубоководных условиях открытого моря. Сейчас известны лишь западные фации последнего, но очевидно, что если указанные отложения представляют образования открытого моря, то они должны были простираться достаточно далеко на восток. Толщу песчано-сланцевых отложений бетринского типа можно рассматривать как особую формацию (вернее, ее фрагмент). Она является самой ближней из известных к олистостромовой (на западе), хотя переходов между ними, как говорилось, не наблюдается.

На востоке возрастным аналогом олистостромовой формации являются преимущественно вулканические образования зеленокаменной полосы Урала и Мугоджар. Пространственно они значительно оторваны от Сакмарской зоны, и поэтому нельзя уверенно говорить о характере перехода шандинских отложений в более восточные. В этом отношении обращает на себя внимание милыашинская свита зеленокаменной зоны Мугоджар. Она относится к нижнему девону, но, возможно, включает и нижний эйфель. По данным А.А. Абдулина (1973), свита очень изменчива. В одних разрезах преобладают эффузивы (андезито-базальты или андезиты), среди которых присутствуют лавобрекчии, флюидные и подушечные лавы; меньшее развитие имеют туфы и полосчатые (красно-зеленые) туффиты. В других разрезах, наоборот, преобладают туфогенно-осадочные образования с редкими горизонтами дацитов. Присутствуют прослои сургучно-красных яшм. Некоторые разрезы олистостромовой формации весьма сходны с отдельными толщами милыашинской свиты. Их сближает обилие андезитового материала, вместе с которым есть также основной и кислый, присутствие лавобрекчий и флюидных лав, полосчатых туффитов и яшм. Вместе с тем милыашинская свита более насыщена эффузивами и грубыми туфами, но в ней несравненно меньше пород осадочных, среди которых нет карбонатных. Милыашинскую свиту можно рассматривать как эффузивно-туфовую формацию. Она, вероятно, была распространена непосредственно восточнее (или юго-восточнее) олистостромовой, и переход между ними был связан с разнонаправленным выклиниванием пород вулканических и осадочных.

ТУФО-ЭФФУЗИВНАЯ ФОРМАЦИЯ

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Главной чертой формации является обилие эффузивных пород, образующих местами довольно обширные поля. Возраст формации не всегда твердо устанавливается. На юге района формация включает чанчарскую свиту верхнего эйфеля; залегает она выше олистостромовой формации и ниже айтпайского обломочного горизонта. В более северных районах к формации отнесена утягуловская свита, возрастной объем которой установлен менее определенно. Возможно (судя по единичным находкам радиолярий), ее нижняя граница опускается в нижний девон.

В формации мы выделяем два географически разобщенных комплекса: южный - тарангульский и северный - утягуловский.

Тарангульский комплекс хорошо представлен на Косистекском участке. Одно из лучших обнажений можно наблюдать на левобережье р. Турангул, где породы комплекса выполняют Тарангульскую синклиналь. На южном крыле в обры-

ве речки видно, как выше сланцев нижнего лудлова с тектоническим контактом залегает пачка осадочных пород. Разрез ее следующий:

	Мощность, м
1. Темные аргиллиты и глинистые сланцы с прослоями кремневых гравелитов и песчаников. Отложения сильно разрушены	20,0
2. Силициты с большим количеством радиолярий, внизу толстопластованные, кверху переходящие в средне- и мелкоплитчатые, разделенные прослоями зеленых глинистых спонголитов. В нижней части пачки отмечается интенсивный будинаж	10,0
3. Чередование кремневых песчаников и алевролитов. Песчаники имеют мощность от 5-10 до 25-30 см. В них хорошо выражено градационное распределение материала, от среднезернистого внизу слоев до мелкозернистого вверху. Много растительных остатков позднего эйфеля (Кориневский, 1974)	6,0

Эта небольшая пачка по составу и строению очень похожа на херсонковские отложения и, вероятно, была бы отнесены к ним, если бы в ней не было растительных остатков, определяющих возраст.

Стратиграфически выше рассмотренной пачки, отделяясь от нее небольшой зоной разрушенных диабазов и обохренных пород (разлом), развита мощная толща разнообразных базальтоидов (базальты, андезито-базальты, трахидолериты), иногда миндалекаменных и подушечных, среди которых встречаются цеолитизированные гиалокластиты; базальтоидам подчинены андезиты. Осадочных пород в толще немного, и представлены они двумя типами отложений: полимиктовыми обломочными и туффито-кремнистыми. Обломочные породы - конгломераты и песчаники - состоят преимущественно из обломков местных эффузивных пород, иногда с небольшой примесью осадочных, т.е. являются вулканотерригенными образованиями. В некоторых слоях обильна кремнисто-хлоритовая масса и рассеяны небольшие отторженцы туффито-кремнистых отложений. Там, где удавалось наблюдать контакт конгломерата с нижележащей эффузивной породой, он очень неровный. Мощность обломочных горизонтов 2-3 м, реже больше. Туффито-кремнистые отложения образуют небольшие линзовидные пачки и пласты. Состоят они из спонголитов, туффитов и кремневых песчаников, с примесью плагиоклазов, литокластов и единичных зерен кварца. Песчаники и туффиты похожи на херсонковские, но плагиоклазы здесь не альбитизированы.

Выше толщи основных эффузивов развита менее мощная толща буровато-зеленых массивных дацитовых и липаритовых туфов.

Приведенный разрез показывает, что, хотя эффузивная толща имеет тектонический контакт с кремнеобломочно-аргиллитово-силицитовой пачкой (низы разреза), отложения, литологически сходные с породами этой пачки, встречаются и в самой этой толще, поэтому мы относим указанную пачку к одной формации с эффузивами. К тому же выводу приводят нас и следующие наблюдения. В 7 км к северу от рассмотренного обнажения, на левом берегу руч. Джангызага, наблюдается выход вулканотерригенного конгломерата, обычного для данной формации; местами он прорван базальтом. В обрыве здесь видно, как к югу в конгломерате появляются отторженцы (до 20 м) и глыбы эффузивных пород, а также аргиллитов, кремневых песчаников и силицитов, сходных с породами упомянутой пачки, но разрушенных и превращенных в "навал" олистолитов. Последние здесь тесно связаны с вулканотерригенным материалом.

В 15 км юго-западнее предыдущих выходов породы формации широко распространены в бассейне ручьев Чанчар и Дамбар, на северной периклинали Чанчарской структуры. Здесь тоже преобладают эффузивы: андезиты, базальты, трахибазальты, прорванные гипабиссальными телами. В верхней части появляются дациты, липариты и их туфы. Это желтовато-серые и зеленые слоистые породы, среди них есть грубозернистые кристалло-пемзовые разности, но больше мелкозернистых, лито- и витрокристаллокластических. Иногда тефра хорошо

гранулометрически отсортирована и в разной степени обработана (тефрогенные песчаники и алевролиты). В некоторых пачках туфы чередуются с тонкозернистыми кремнистыми туффитами и спонголитами. В таких пачках наблюдаются следы местных размывов и обогащение более грубых слоев плоскими обломками туффитов. Мощность туфовых и туфо-кремнистых пачек достигает нескольких десятков метров. Реже встречаются небольшие пачки темно-серых аргиллитов, чередующихся с мелкозернистыми кремневыми песчаниками.

В 3 км западнее, на левобережье Дамбара, выше толщи трахиандезитов можно наблюдать следующий разрез:

	Мощность, м
1. Аргиллиты, в разной степени кремнистые, красные и зеленые, слабоалевритистые с редкими радиоляриями; местами много спикул губок. Встречаются тонкие линзочки песчаника, состоящего из аргиллитовых и кремневых обломков	около 40
2. Кремнистые породы, часто брекчированные, зеленые, красные и темно-серые, прослоями с большим количеством радиолярий	около 50
3. Яшмы красные и зеленые толстоплитчатые, часто брекчированные	5,0
4. Аргиллиты, как в слое 1	6,0-7,0

В пределах Медесского участка породы формации развиты на левобережье р. Медес, выполняя Богенскую мульду. В основании разреза это конгломераты и песчаники, состоящие из обломков андезитов и андезито-базальтов. В резко подчиненном количестве присутствуют кремнистые и известняковые гальки и валуны. Цемент карбонатный. Мощность обломочных пород - несколько метров. Выше развиты андезиты с линзами мраморизованных и цеолитизированных известняков. Мощность - несколько метров (обнажено плохо).

Затем лежит толща (около 200 м) массивных вулканомиктовых конгломератов с хорошо окатанной галькой андезитов и андезито-базальтов; связующая масса скудная, мелкообломочная с большим количеством плагиоклазов. Вверху толщи материал становится менее грубым (гравийно-галечный).

В целом комплекс имеет двучленное строение, как это было впервые установлено Г.И. Водорезовым и Х.С. Розман (1956). Нижняя, бóльшая, часть его образована основными и средними эффузивами, а верхняя - туфами (реже лавами) дацитов и липаритов, среди которых много пемзовых разностей. Вулканические продукты подавляли седиментацию: осадочных пород в комплексе мало, причем бóльшая часть их образована в результате размыва местных вулканитов.

Утягуловский комплекс хорошо можно наблюдать на правобережье Кургана, выше дер. Блявтамак. Непосредственно севернее деревни, внизу западного склона горы Кандынташ, обнажена пачка обломочных пород (кандынташская), выше которой развита довольно мощная эффузивная толща; одни исследователи относят ее к блявинской свите (Кропочев и др., 1973), другие (Колесников,

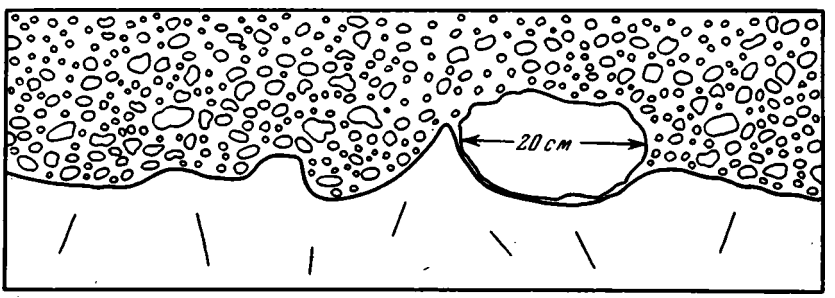


Рис.76. Контакт конгломерата и вариолита; в основании - вариолитовые валуны
Рисунок с обнажения

1973) считают послесилурийским образованием. В породах кандынташской пачки встречены радиолярии, характерные для нижнего–среднего девона. Таким образом, появились дополнительные данные о девонском возрасте указанных эффузивов. Характерно, что выше широко распространены тела липаритов, возможно одновозрастных кислым лавам и туфам, развитым на восточном крыле Блявинской мульды. Общий характер комплекса сходен с тарангульским.

Разрез кандынташской обломочной пачки приводится ниже.

	Мощность, м
1. Чередование пластов грубо- и мелкозернистых вулканомиктовых песчаников (0,5–0,75 м) с пакетами (0,25–1 м) тонкозернистых красных и зеленых слоистых, в разной степени кремнистых и алевритистых аргиллитов. В более кремнистых, яшмовидных, прослоях присутствуют радиолярии (Asteroentactinia, Entactinia, Haplentactiniinae), комплекс которых встречается в нижне- и среднедевонских отложениях. Песчаники состоят из обломков основных и средних эффузивов, с разной структурой и разной степенью измененности; встречаются пренитизированные обломки, а в мелкой фракции – плагиоклазы и пироксены; очень редко попадаются кремнистые породы. Материал довольно хорошо окатан и сортирован. Связующей массы нет. Изредка присутствуют прослои (30 см) мелкозернистых туфов, состоящих из плагиоклазов, пироксенов и хлоритизированных осколков стекла	5,0
2. Вариолит, сильно измененный	35,0
3. Песчаник грубозернистый, сходный с нижележащими. Он залегает на неровной поверхности вариолита и в основании содержит гальку последнего	0–0,7
4. Конгломерат мелкогалечный, гравийный, кверху переходящий в гравелит; в основании встречаются мелкие валуны. Нижняя поверхность очень неровная (рис. 76), и местами конгломерат ложится на вариолит слоя 2	1,5
5. Конгломерат несортированный, состоящий из галек размером от долей сантиметра до 30 см. Преобладают эффузивные породы, среди которых много лиловых дацитов и вариолитов; попадаются обломки красных яшмовидных силицитов	4,5
6. Песчаники грубозернистые, гравийные, с мелкой и крупной галькой. Местами четко выражена крупная и пологая косая слоистость (рис. 77)	10,0–15,0
7. Конгломераты из обломков размером от 1–2 до 20–25 см. Вверху появляются валуны (до 0,5 м). Состав материала тот же, что и ниже, но местами появляются гальки кварцевых кератофиров. Вверху толщи присутствуют полуразмытые пласты сильно измененных миндалекаменных основных эффузивов и линзовидные слои (10–20 см) красных, в разной степени кремнистых, аргиллитов с редкими радиоляриями. Аргиллиты местами размыты, и их обломки обогащают конгломерат	более 100

Для многих пород характерно присутствие цеолитов.

Кандынташская пачка прорвана дайками кварцевого кератофира. Выше ее и в какой-то степени, по-видимому, замещая верхнюю часть пачки развита толща массивных эффузивных пород, часто гематитизированных, плотных и миндалекаменных, местами подушечных, в разной степени измененных. Здесь присутствуют спилиты и кератоспилиты, похожие на силурийские, но есть также средние и кислые разности с повышенным содержанием калия. В липаритах кое-где сохранилась перлитовая текстура. В небольшом количестве встречаются пласты шлаковых туфов и конгломератов. Мощность толщи определить нельзя, но, судя по характеру выходов, она равна нескольким сотням метров.

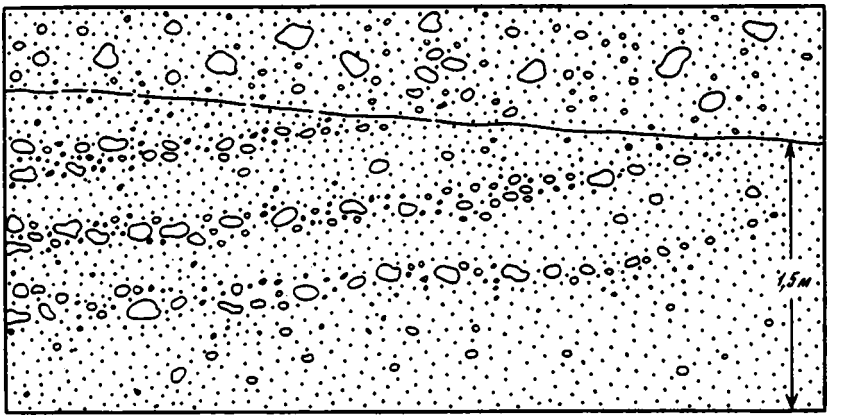


Рис. 77. Несортированный гравийный песчаник с наклонными линзовидными галечными слоями
Рисунок с обнажения

На том же участке, слагая наиболее возвышенные части рельефа, развиты липариты, местами с хорошо выраженной флюидной текстурой, и липаритовые агломераты. Вероятно, этим породам в какой-то степени могут соответствовать отложения близкого состава, известные на восточном крыле Блявинской мульды и условно отнесенные С.М. Кропочевым и др. (1973) к нижнему девону. Примером таких отложений может служить толща (100–150 м), обнаженная западнее ст. Блява. Здесь преобладают желтовато-серые, сильно окварцованные и цеолитизированные (десмин) флюидные и "пенистые" липариты, лавобрекчии и игнимбриты. Здесь же присутствуют слои (0,5–1 м) сильно кальцитизированных гиалокластитов (шальштейны). Очевидно, к этой же части разреза принадлежит толща (около 50 м), развитая к востоку от дер. Херсонки. Она образована чередованием туфов и мелкозернистых красных и зеленых туфитов. Среди туфов различаются липаритовые литокристаллокластические и основные – шлаково-литические; туфы в разной степени кальцитизированы.

ТИПЫ ПОРОД

ЭФФУЗИВНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Детально нами изучены породы южного, тарангульского, комплекса. В нем четко выделились две ассоциации, различающиеся петрохимически: более восточная (собственно-тарангульская) и западная – чанчарская. Из пород утягуловского комплекса мы имеем лишь единичные анализы, но он был детально изучен В.Н. Колесниковым (1973). Судя по его данным, утягуловский комплекс несколько отличается от тарангульского по характеру щелочности.

Петрографическая характеристика

В восточной ассоциации присутствуют породы трех групп: базальта (около 30%), андезита (около 50%) и липарито-дацита (около 20%).

Группа базальта. Она включает: базальты, спилиты, диабазы (и долериты) и андезито-базальты.

Базальты представлены как миндалекаменными, так и плотными, чаще порфировыми породами. Вкрапленники образованы крупными кристаллами плагиоклаза (лабрадор, реже битовнит) и мелкими – пироксенов (диопсид, авгит) и оливина. Основная масса мелкокристаллическая, имеющая интерсертальную структуру. В небольшом количестве присутствуют гиалобазальты, они пористые, стекло в них палагонитизировано и пронизано рудной пылью.

Встречаются лейкократовые разности, которые можно определить как андезито-базальты. По химическому составу они соответствуют базальтам (SiO_2 < < 53%), а по набору минералов близки к андезитам. Среди вкрапленников здесь резко преобладают плагиоклазы (лабрадор, андезин, альбит), кроме того, появляются редкие кристаллы ортоклаза и роговой обманки, а в основной массе иногда заметны мелкие чешуйки биотита. Структура ее при этом участками меняется с интерсертальной на трахитовую, пилотакситовую или микролитовую.

Спилиты составляют значительную часть базальтовых пород (30%). Внешне и по структуре они сходны с базальтами и являются продуктом их зеленокаменного перерождения. Кристаллы и лейсты плагиоклаза альбитизированы. Темноцветных минералов не сохранилось, они полностью хлоритизированы, карбонатизированы и окрашены гидроокислами железа. Участками в спилитах отмечаются скопления гематита и округлых образований сфена, при этом содержание TiO_2 поднимается до 3,5%. Рудные минералы, как правило, лейкоксенизированы. Основная масса состоит из хлорита, гидроокислов железа, кальцита, пренита, анальцима. Структура ее интерсертальная, участками толеитовая.

Диабазы и долериты относятся к субвулканическим и жильным образованиям. Это полнокристаллические породы, состоящие примерно на 25–30% из темноцветных минералов, представленных главным образом моноклинными пироксенами (авгит и диопсид), небольшим количеством биотита и обыкновенной роговой обманки. Возможно, здесь был и оливин, но он преобразован в агрегат иддингсита, магнетита, гематита. Лейкократовые минералы представлены плагиоклазами (лабрадор, андезин), редко встречаются ортоклаз и анальцим. Плагиоклазы всегда частично альбитизированы, хлоритизированы и пренитизированы. Кристаллы их крупные, иногда зональные, полисинтетически сдвойникованы, имеют идиоморфные очертания. Структура диабазовая, реже долеритовая, с намечающейся порфировостью.

Акцессорные минералы в породах группы базальта: титаномагнетит, ильменит, гематит (часто лейкоксенизированные), апатит и сфен.

Химический анализ пород этой группы показал, что они обладают повышенной щелочностью ($Na_2O + K_2O$ - 7–9%) и могут быть отнесены к щелочным базальтоидам (трахибазальты, трахидиабазы).

Группа андезита. Здесь различаются эффузивные андезиты и субвулканические или жильные их аналоги – диориты. По минеральному составу андезиты и диориты очень сходны, но резко различаются микроструктурой и степенью измененности.

Андезиты почти всегда имеют порфировое строение, и среди них присутствуют как плотные, так и миндалекаменные разности. Вкрапленники представлены плагиоклазами (андезин, лабрадор), ортоклазом, роговой обманкой, моноклинными пироксенами (диопсид, авгит), биотитом. Плагиоклазы часто имеют зональное строение, удлиненную форму кристаллов, нередко собранных в гломеропорфировые сростки. Ортоклаз обычно встречается в виде редко рассеянных крупных кристаллов таблитчатой формы, иногда слабо серицитизированных. Темноцветные минералы (роговая обманка, пироксены) представлены различными по величине кристаллами, а биотит встречается в виде мелких чешуек или довольно крупных удлиненных пластинок с резким плеохроизмом в желтокоричневых тонах. Как правило, биотит редко сохраняется, чаще он полностью вторично хлоритизирован или ожелезнен. Различаются роговообманковые и биотитовые андезиты – по преобладанию того или другого минерала. Основная масса пород состоит из лейст и микролитов плагиоклаза (андезин, реже лабрадор), мелких ксеноморфных кристаллов ортоклаза, моноклинных пироксенов, чешуек биотита и переменного количества стекла, замещенного новообразованными минералами. Структура основной массы микролитовая и пилотакситовая, реже трахитовая, микропойкилитовая и криптокристаллическая.

Породы довольно сильно изменены. Наблюдаются альбитизация, хлоритизация, окварцевание, кальцитизация, пренитизация, цеолитизация, гематитизация и выделение гидроокислов железа. Миндалины заполнены хлоритом, кальцитом, халцедоном, кварцем, пренитом, гидроокислами железа.

Диориты имеют призматическизернистую или типичную диоритовую структуру, но нередко они сохраняют порфировое строение, а в зальбандовых частях даек наблюдаются миндалекаменные разности с порфировой структурой. Породы неравномерно и в различной степени вторично преобразованы. Наряду со свежими малоизмененными породами, содержащими крупные зональные вкрапленники андезина и андезин-лабрадора, диопсида, зеленой и коричневой роговой обманки, не несущей следов опацитизации, и свежих биотитов, встречаются диориты, где плагиоклазы почти полностью альбитизированы, хлоритизированы и соссюритизированы, а темноцветные минералы преобразованы в агрегат хлорита, серпентина, кальцита и гидроокислов железа. Структура основной массы весьма разнообразна: мелкокристаллическая, микролитовая и микропойкилитовая; нередко наблюдаются микропегматитовая, трахитовая, толеитовая и микродолеритовая структуры. В миндалекаменных разностях присутствуют небольшие участки хлоритизированного и ожелезненного вулканического стекла. Миндалины заполнены кальцитом, хлоритом, гидроокислами железа, кварцем.

Акцессорные минералы в породах группы андезитов представлены апатитом, рудными минералами (магнетит, ильменит, гематит) и сфеном.

Группа липарито-дацита. Она объединяет эффузивные и жильные породы. Среди эффузивных образований различаются кератофиры и липариты, среди жильных – кератофиры.

Кератофиры эффузивной фации имеют отчетливое порфировое строение. Есть плотные и миндалекаменные разности. Среди вкрапленников различаются крупные удлиненные кристаллы альбита, иногда собранные в гломеропорфировые сростки, и более мелкие редкие оплавленные кристаллы кварца. Основная масса мелкокристаллическая, образованная микролитами альбита, ортоклаза, кварца, халцедона и цеолитов. Кроме того, здесь всегда присутствует переменное количество вторичных образований – хлорита и гидроокислов железа. Структура основной массы главным образом сферолитовая.

Липариты отличаются от кератофиров большим количеством вкрапленников кварца и присутствием вкрапленников ортоклаза. Состав основной массы тот же, но здесь она часто имеет флюидальную текстуру.

Акцессорные минералы кислых пород представлены удлиненными игольчатыми кристаллами апатита, магнетитом, гематитом, сфеном и единичными включениями циркона. Западная, чанчарская, ассоциация состоит из существенно иного набора пород, причем все они отнесены к группе базальта. По петрографической характеристике породы, развитые в нижней половине ассоциации, отличаются от пород верхней ее половины. В первом случае это пикритовые трахибазальты, трахиандезиты, трахидиабазы и трахидолериты; во втором специфические породы – калиевые трахиандезитобазальты, получившие местное название "чанчарит" (Кориневский, 1970).

Пикритовый трахибазальт – миндалекаменная порода с порфировым строением. Она состоит из вкрапленников плагиоклаза и темноцветных минералов. Плагиоклаз андезин-лабрадорового состава сильно вторично преобразован; по нему развиваются хлорит, цеолит, анальцим. Темноцветные минералы: свежие бесцветные моноклинные пироксены (диопсид, салит) и полностью измененный оливин. Основная мелкокристаллическая масса имеет призматическизернистое строение, она состоит из микролитов плагиоклаза, чешуек хлорита и рудного минерала, диопсида, анальцима. "Чешуйки" рудного минерала, возможно, образовались по биотиту. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, реже – интерсертальная.

Трахиандезиты имеют порфировое строение, участками они миндалекаменные. Вкрапленники представлены плагиоклазами (андезин, лабрадор, альбит), ортоклазом, опацитизированной роговой обманкой и моноклинными пироксенами (диопсид, салит). Основная масса состоит из плагиоклазов, ортоклаза, хлорита, мелких палочек роговой обманки, гематита, магнетита. Структура основной массы обычно микропойкилитовая, реже гипидиоморфнозернистая. Миндалины заполнены кварцем и хлоритом.

Трахидиабазы являются субвулканическими аналогами трахибазальтов. Это полнокристаллические породы, состоящие из плагиоклаза и моноклинных пироксенов. Реже в них встречаются мелкие кристаллы роговой обманки, чешуйки биотита и ортоклаза. Плагиоклаз альбитизирован, диопсид эпидотизирован, с сохранением незначительных реликтов. Структура диабазовая, участками отчетливо трахитовая.

Трахидиориты – полнокристаллические аналоги трахиандезитов. Они состоят из идиоморфных кристаллов роговой обманки, альбитизированного плагиоклаза, ортоклаза и небольшого количества моноклинных пироксенов. Структура гипидиоморфозернистая.

Калиевые трахиандезито-базальты образуют структурно-минералогический ряд от почти чистого вулканического стекла до полнокристаллических крупнораскристаллизованных разностей. Вулканическое стекло коричнево-бурое, содержит редкие мелкие кристаллы моноклинных пироксенов, тонкие удлиненные чешуйки биотита и щеточки неопределимых кристаллов. Оно имеет характерную перлитовую структуру. При раскристаллизации порода приобретает черты вариолита, где вулканическое стекло становится базисом, а тонкие удлиненные кристаллы моноклинных пироксенов, роговой обманки и биотита собраны в вариоли. Лейкократовые минералы (санидин, ортоклаз, анальцим, плагиоклаз) кристаллизуются позже темноцветных, постепенно заполняя промежутки между ними. Полнокристаллические породы имеют следующий состав: полевые шпаты – 60–70% (среди них альбит от 0 до 10%); биотит – 10–20%; моноклинные пироксены – 6–12%; роговая обманка – 2–4%. Кроме того, участками присутствует небольшое количество натролита, анальцима и кварца. Биотит имеет вид тонких удлиненных чешуек в эффузивных породах и довольно крупных широких пластинок – в субвулканических. Моноклинные пироксены диопсид-салитового ряда, как правило, имеют удлиненный габитус и кристаллы их корродированы; на концах они обросли буро-коричневой роговой обманкой или биотитом. Структура при этом напоминает лампрофировую.

Акцессорные минералы в рассмотренных породах представлены апатитом, магнетитом и сфеном.

Петрохимическая характеристика

Породы восточной ассоциации охарактеризованы 26 химическими анализами. Все они относятся к щелочной оливин-базальтовой серии. Степень дифференцированности слабая, от пикритового базальта до андезина. Преобладают андезито-базальты, достигая 65% общего объема пород комплекса. Тип дифференциации – непрерывный (рис. 78). На диаграмме Ритмана фигуративные точки состава пород занимают поле, соответствующее щелочным сериям его классификации. Корреляции между рассматриваемым коэффициентом и кремнекислотностью пород практически нет (рис. 79). По суммарной щелочности и отношению щелочных элементов породы ближе всего к щелочным породам континента и Атлантических островов. Подавляющее большинство фигуративных точек лежит ниже граничной линии, отделяющей измененные породы от свежих (рис. 80). Коэффициент Готтини (t) и кремнекислотность, а также коэффициенты Готтини (t) и Ритмана (σ) практически не связаны между собой корреляционной зависимостью (рис. 81, 82). Достаточно четкая обратная логарифмическая зависимость выявлена между величиной коэффициента Готтини (t) и концентрацией титана (рис. 83). Такая же зависимость свойственна породам щелочной оливин-базальтовой серии сугралинского и шандинского комплексов. Селективная щелочность очень слабо связана с их кремнекислотностью. Эта связь статистически проявляется в слабой прямой линейной зависимости. На вариационной диаграмме Ti–Zr фигуративные точки состава пород занимают вытянутое поле с прямой линейной корреляционной зависимостью между этими компонентами (рис. 84). Причем на уровне низких концентраций этих элементов корреляционная зависимость значительно слабее, чем на уровне высоких концентраций.

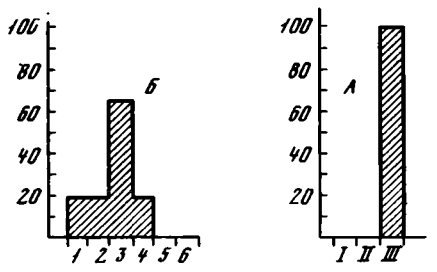


Рис. 78. Гистограммы соотношений вулканических серий и степени дифференцированности пород комплекса

А – соотношение вулканических серий: *I* – толеитовая, *II* – высокоглиноземистая, *III* – щелочная оливин-базальтовая; степень дифференцированности: *Б* – щелочная оливин-базальтовая

Усл. обозн. см. на рис. 28

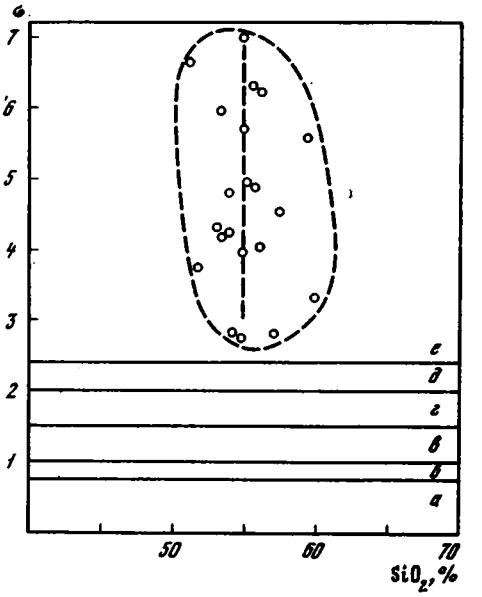


Рис. 79. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Ритмана (σ) и кремнекислотности

Усл. обозн. см. на рис. 29

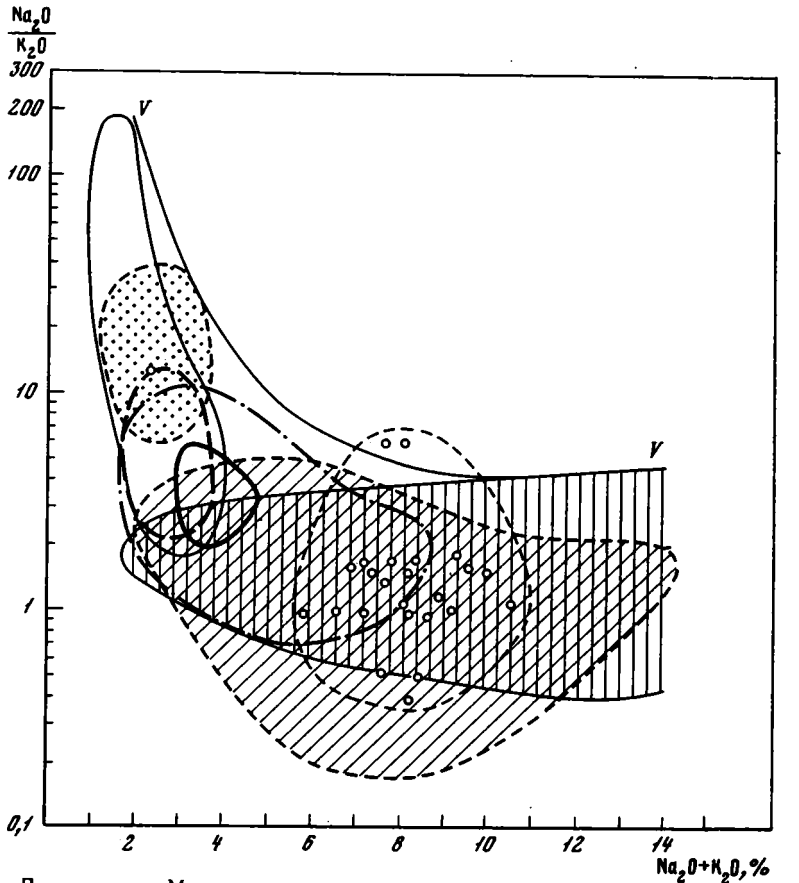


Рис. 80. Диаграмма Миясиро

Усл. обозн. см. на рис. 30 (*1–7*, *9–11*; здесь *8* – вулканические породы восточной ассоциации тарангульского комплекса)

Породы ассоциации по интегральным компонентам не имеют отчетливо проявленной дифференциации. В центральной части поля диаграммы Х. де ля Роша довольно плотно сгруппированы точки, отражающие состав недифференцированной порции магмы, являющейся, по-видимому, первичной для пород этого комплекса (рис. 85). Расчетный химический состав первичной магмы отвечает щелочной породе типа трахиандезито-базальта со слабо проявленной натровой специализацией и высоким содержанием калия.

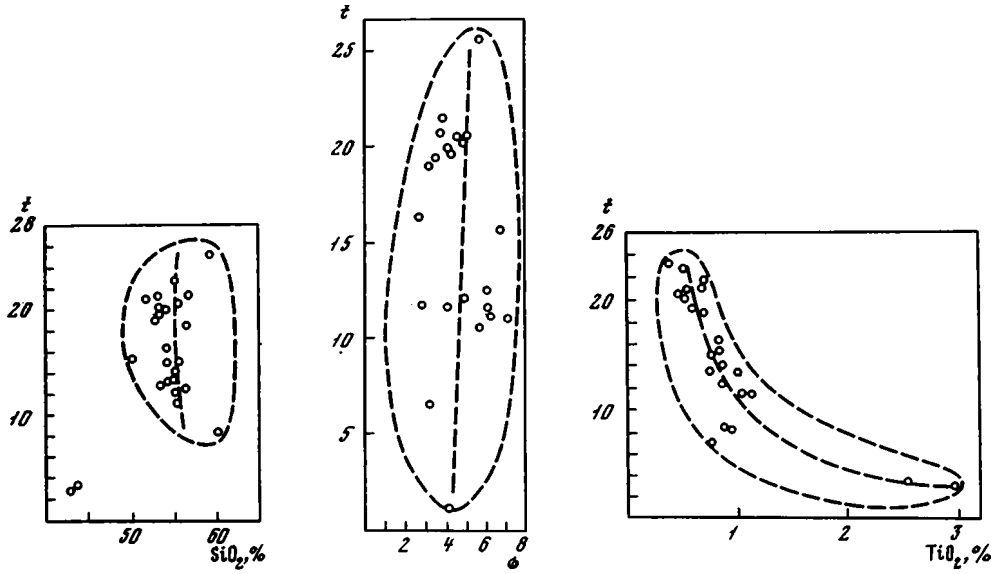


Рис. 81. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Готтини (t) и кремнекислотности

Усл. обозн. см. на рис. 31

Рис. 82. Вариационная диаграмма соотношения коэффициентов Готтини (t) и Ритмана (σ)

Усл. обозн. см. на рис. 31

Рис. 83. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Готтини (t) и TiO_2

Усл. обозн. см. на рис. 31

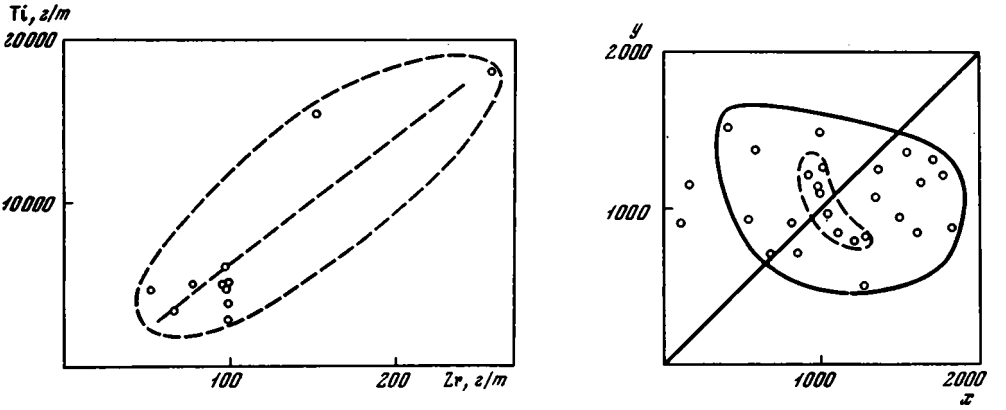


Рис. 84. Вариационная диаграмма соотношения концентраций Ti и Zr

Усл. обозн. см. на рис. 31

Рис. 85. Вариационная диаграмма Х. де ля Роша и Ж. Летерье

Усл. обозн. см. на рис. 35

Таблица 12

Содержания редких элементов (в 10^{-4}%) в некоторых разновидностях пород восточной ассоциации тарангульского комплекса

Элемент	1	2	3	4	А	Б	В
Cr	13	107	33	22	44	160	30
V	217	140	210	170	184	280	180
Co	42	24	20	21	27	28	15
Ni	18	40	14	11	21	65	20
Cu	38	48	43	54	46	55	30
Pb	10	18	20	16	16	10	18
Mo	1,7	2,6	2,7	1,8	2,2	0,9	2,0
Ge	1,2	1,0	1,2	1,0	1,0	1,0	1,0
Ga	16	14	17	12	15	20	33
Zr	210	67	88	88	113	245	70

Примечание. 1 – пикритовый базальт, 2 – базальт, 3 – андезито-базальт, 4 – андезит; А – среднее по восточной ассоциации, Б – среднее по океаническим базальтоидам, В – среднее по базальтоидам островных дуг.

По содержаниям большинства редких и рудных элементов (табл. 12) рассматриваемые породы близки к породам островных дуг, а по ряду элементов – к континентальным щелочным породам.

Породы западной ассоциации (чанчарской) в соответствии с классификацией Х. Куно подразделяются на две серии: высокоглиноземистую и щелочную оливин-базальтовую. Последняя преобладает и достигает по объему 90% (рис.86). Надо иметь в виду, что применение классификации Х.Куно в данном случае условно, так как она разработана для эффузивных пород селективно натрового состава, а породы чанчарского комплекса в подавляющем большинстве случаев селективно калиевые.

Породы слабо дифференцированные (от пикритового базальта до андезита), с непрерывным типом дифференциации. Из дифференциатов преобладают и пользуются примерно одинаковым распространением базальты и андезито-базальты (см. рис. 86). Специфичен характер дифференциации. В нем нет отдельных потоков или субинтрузивных тел, резко отличающихся друг от друга кремнекислотностью. Все вариации в концентрации этого элемента можно наблюдать в породах одного потока и даже в пределах одной шаровой отдельности. Причем самые большие расхождения по содержаниям кремнезема и щелочей (особенно калия) выявлены в составе вулканического стекла (поверхностная зона шаровых отдельностей и линзы выполнения между отдельностями) и пород различной степени раскристаллизованности. Эта особенность дифференциации была обьяснена нами ликвационным процессом (Золотарев и др., 1975).

Для рассматриваемых пород характерна слабая обратная логарифмическая зависимость между коэффициентом Ритмана (σ) и кремнекислотностью. По его классификации, все они лежат в пределах щелочных серий (рис. 87). Фигуративные точки состава пород на диаграмме Миясиро заняли поле, практически целиком совпадающее с полем щелочных континентальных пород (рис.88). Коэффициент Готтини (t) и кремнекислотность пород не обнаруживают между собой корреляционной зависимости (рис. 89). Слабая обратная линейная зависимость проявляется между коэффициентами Готтини (t) и Ритмана (σ) (рис. 90). Очень четкой обратной, приближающейся к линейной зависимостью характеризуются соотношения между величиной коэффициента (t) и содержанием титана (рис. 91). Селективная щелочность пород чанчарского комплекса связана прямой линейной зависимостью с их кремнекислотностью. Обращает

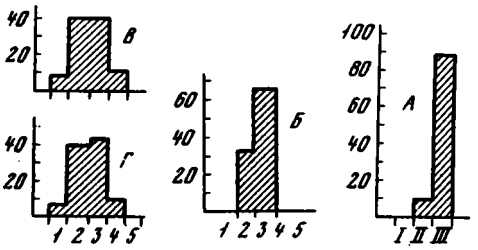


Рис. 86. Гистограммы соотношений вулканических серий и степени дифференцированности пород комплекса

А – соотношение вулканических серий: *I* – толеитовая, *II* – высокоглиноземистая, *III* – щелочная оливин-базальтовая; степень дифференцированности: *Б* – высокоглиноземистая, *В* – щелочная оливин-базальтовая, *Г* – комплекс в целом

Усл. обозн. см. на рис. 28

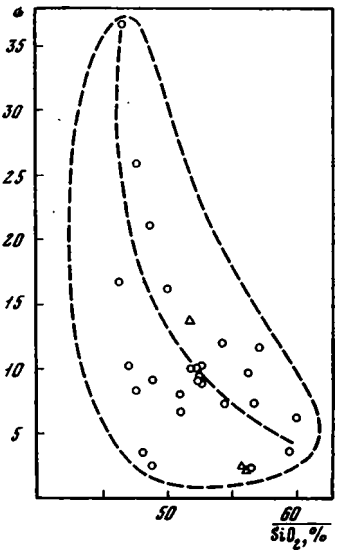


Рис. 87. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Ритмана (σ) и кремнекислотности. Фигуративные точки расположены в поле щелочных серий по Ритману

Усл. обозн. см. на рис. 29

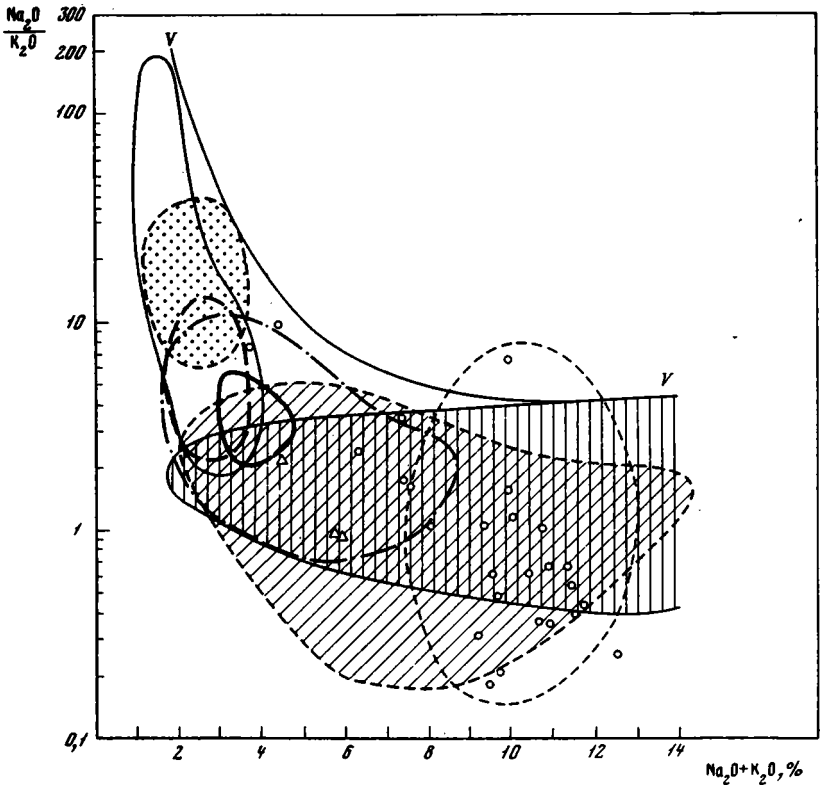


Рис. 88. Диаграмма Миясиро

Усл. обозн. см. на рис. 30 (*1–7, 9–11*; здесь *8* – вулканические породы чанчарской ассоциации)

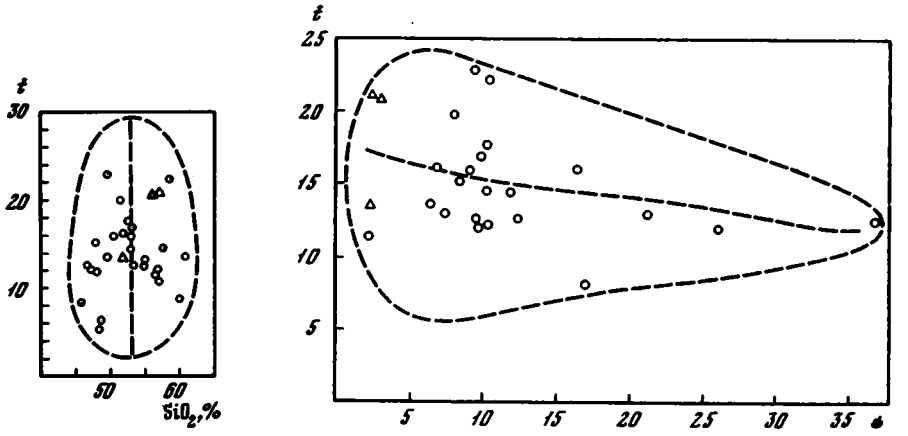


Рис. 89. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Готтини (t) и кремнекислотности

Усл. обозн. см. на рис. 31

Рис. 90. Вариационная диаграмма соотношения коэффициентов Готтини (t) и Ритмана (σ)

Усл. обозн. см. на рис. 31

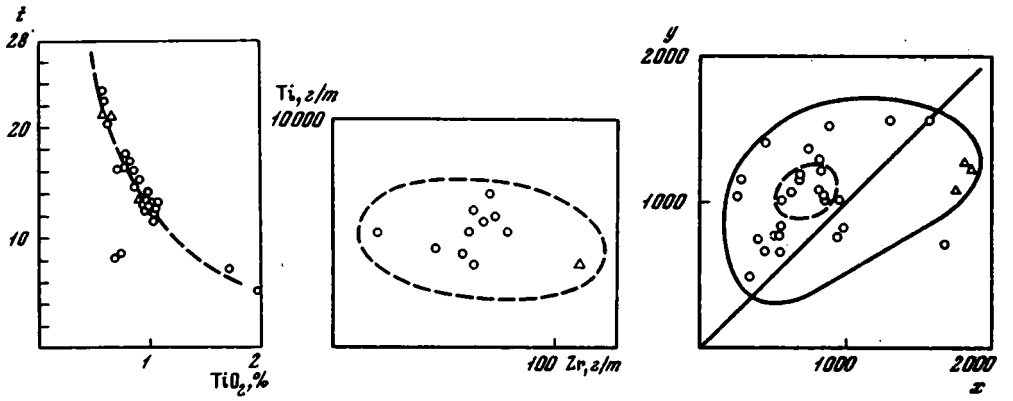


Рис. 91. Вариационная диаграмма соотношения коэффициента Готтини (t) и TiO_2

Усл. обозн. см. на рис. 31

Рис. 92. Вариационная диаграмма соотношения концентраций Ti и Zr

Усл. обозн. см. на рис. 31

Рис. 93. Вариационная диаграмма Х. де ля Роша и Ж. Летерье

Усл. обозн. см. на рис. 35

на себя внимание отсутствие зависимости между концентрациями титана и циркония (рис. 92).

На интегральной вариационной диаграмме Х. де ля Роша и Ж. Летерье фигуративные точки состава чанчарских пород легли в достаточно компактное поле относительно низких значений компонентов X и Y, которое свидетельствует о слабой степени дифференцированности (рис. 93). В центральной части этого поля выделен участок плотного сложения точек, отвечающий, по-видимому, составу недифференцированной порции магмы. Расчетный состав первичной магмы западной ассоциации, полученный на основании этой диаграммы, близок к составу калиевого трахибазальта (в %) (SiO_2 – 52,2; TiO_2 – 0,8; Al_2O_3 – 16,0; Fe_2O_3 – 3,7; FeO – 3,3; MnO – 0,1; MgO – 4,0; CaO – 5,5;

Таблица 13

Содержания редких элементов (10^{-4}%) в некоторых разновидностях пород западной ассоциации тарангульского комплекса

Элемент	1	2	3	4	А	Б	В
Cr	28	89	34	42	48	160	30
V	246	337	330	256	292	280	180
Co	66	28	15	19	32	28	15
Ni	16	28	15	21	20	65	15
Cu	135	91	113	127	116	55	30
Pb	11	16	17	17	15	10	18
Mo	3,1	2,2	1,7	1,8	2,2	0,9	2,0
Ge	1,3	1,5	1,6	1,3	1,4	1,0	1,0
Ga	20	16	16	19	17	20	33
Zr	60	71	62	67	65	245	70

Примечание. 1 – пикритовый трахибазальт, 2 – трахибазальт, 3 – трахиандезито-базальт, 4 – трахиандезит; А – среднее по западной ассоциации, Б – среднее по океаническим базальтоидам, В – среднее по базальтоидам островных дуг.

Na_2O – 3,3; K_2O – 6,0). Принято считать, что зоны закалки эффузивных тел, и в частности периферические зоны шаровых отдельностей, если они зональны, т.е. представлены вулканическим стеклом, по составу близки к первичной магме. Нами изучен химический состав вулканического стекла шаровых отдельностей и интерстициального межшарового выполнения (Золотарев и др., 1975). Сравнение этих данных с расчетным составом первичной магмы показывает значительное расхождение по содержанию кремния и калия, т.е. состав вулканического стекла неадекватен расчетному составу первичной магмы. Следовательно, генетическая природа вулканического стекла чанчарской ассоциации иная, чем можно было бы предположить традиционно (зона закалки).

В табл. 13 приведены данные о содержании редких элементов. По ряду элементов породы близки к базальтоидам океана, по другим – к базальтоидам островных дуг, а по некоторым элементам отличаются от тех и других. По распределению редких щелочей и редкоземельных элементов чанчарские породы чрезвычайно неоднородны. В них можно наблюдать низкие концентрации элементов, свойственные океаническим толеитам, наряду с высокими, характерными для гранитов. Такая неоднородность в концентрациях и отсутствие корреляционных связей с элементами, отражающими дифференциацию, является свидетельством генетической неоднородности пород. Эта неоднородность заключается в том, что первичная магма мантийного происхождения в процессе эволюции была в значительной мере селективно контаминирована коровым материалом. Структурно-текстурные взаимоотношения вулканического стекла с породами, в различной степени раскристаллизованными, а также особенности их химического состава свидетельствуют о значительной роли ликвации в процессе дифференциации (как глубинной, так и in situ) первичной магмы чанчарской ассоциации.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Гиалокластиты. Выделяются две разновидности гиалокластитов, различающиеся составом и структурой.

Гиалокластиты первой из них, как и в нижележащих формациях, встречаются среди основных пород с подушечной отдельностью и относятся к типу ве-

эпикулярных. Среди них различаются более грубые, массивные, несортированные (с обломками до 2–3 см) и менее грубые, песчаной размерности, слоистые. В каждом образце обломки различаются лишь деталями структуры и состоят из хлорита или темного непрозрачного минерального агрегата, продуктов разложения основного стекла (тахилитового). Иногда присутствуют микролиты и фенокристы плагиоклаза, но в целом раскристаллизация стекла слабая. Характерно обилие миндалин, обычно сферических, реже неправильной и трубчатой формы.

В породах интенсивно проявились цеолитизация (анальцим), кальцитизация, в меньшей степени окварцевание. Анальцим обычно развивается в миндалинах и замещает кристаллы плагиоклаза. Кальцит более поздний, он выполняет пустоты между обломками и образует секущие прожилки.

Гиалокластиты второй разновидности можно отнести к шальштейнам. Они зеленые и серые, полосчатые, состоят из двух главных компонентов: кальцита и хлорита. Хлорит образует неправильные, часто удлиненные фрагменты, внутри которых изредка сохранились округлые поры; очевидно, это гиалокластические пемзовидные обломки. Кальцит замещает плагиоклазы и образует связующую массу. В некоторых слоях наблюдаются микростяжения и тонкие линзочки гидроокислов марганца. Породы развиты в виде небольших пластов (1–2 м) в толще сильно измененных кислых эффузивов. Толща эта имеет локальное развитие, возраст ее неясен, и к рассматриваемой формации она отнесена условно.

Туфы. Из-за измененности пород не всегда можно точно установить состав тефры, образующей туф, но четко различаются кислые разности и более основные (андезитовые или андезито-базальтовые).

Среди туфов кислого состава различаются липаритовые и дацитовые. Первые сходны с таковыми нижележащих формаций. Они тоже образованы хлоритизированной пемзой, обломками липаритов и кристаллами (пелитизированные плагиоклазы и кварц). Вторые представлены всеми гранулометрическими разностями – от агломератов до тонких алевролитоподобных пород. Туфы желтовато-зеленые, обычно массивные или с нерезко выраженной слоистостью. Основными компонентами являются пемза и кристаллы (рис. 94, *а*), но в грубых разностях много и литических фрагментов. Пемза полностью замещена в одних образцах хлоритом, в других агрегатом хлорита, кварца и альбита; фрагменты ее обычно плоские и имеют характерную "слоеватую" и "извилистую" текстуру. Кристаллокластическая фракция по существу мономинеральна и состоит из плагиоклазов (олигоклаз); форма их различная: идиоморфная, гипидиоморфная, оскольчатая. Литические фрагменты разнообразны по структуре; чаще это дациты, но попадаются также и кератофиры со сферолитовой структурой; некоторые обломки красные, окисленные. В отдельных образцах наблюдается небольшая примесь осадочного материала (кремневые обломки). Связующая масса иногда почти отсутствует, в других образцах ее довольно много, и представлена она тонким агрегатом хлорита и фельзита (измененный тонкий пепел). Сортировка материала в грубых туфах отсутствует или слабая, в мелкообломочных – хорошая. Характерны цеолитизация и кальцитизация. Среди туфов дацитового состава встречаются прослои тефрогенных мелкозернистых песчаников и алевролитов, состоящих из той же тефры, но лучше отсортированной и со следами обработки.

Рассмотренные туфы тесно между собой связаны, различаясь лишь составом. Очевидно, происхождение тефры и условия ее отложения (пирокластические потоки, пеплопады, разнос материала течениями) здесь те же, что у соответствующих туфов нижележащих формаций.

Туфы основного состава относятся к категории литовитрических (шлаковых). В их составе различаются обломки двух типов. Во-первых, изометричные сильно пузырчатые фрагменты "фестончатых" очертаний, состоящие из однородной светло-зеленой хлоритовой массы, с редкими мелкими кристаллами пироксена; очевидно, это хлоритизированное сидеромелановое стекло. Во-вторых, обломки светло-коричневые, неравномерно окрашенные выделениями железа, иногда

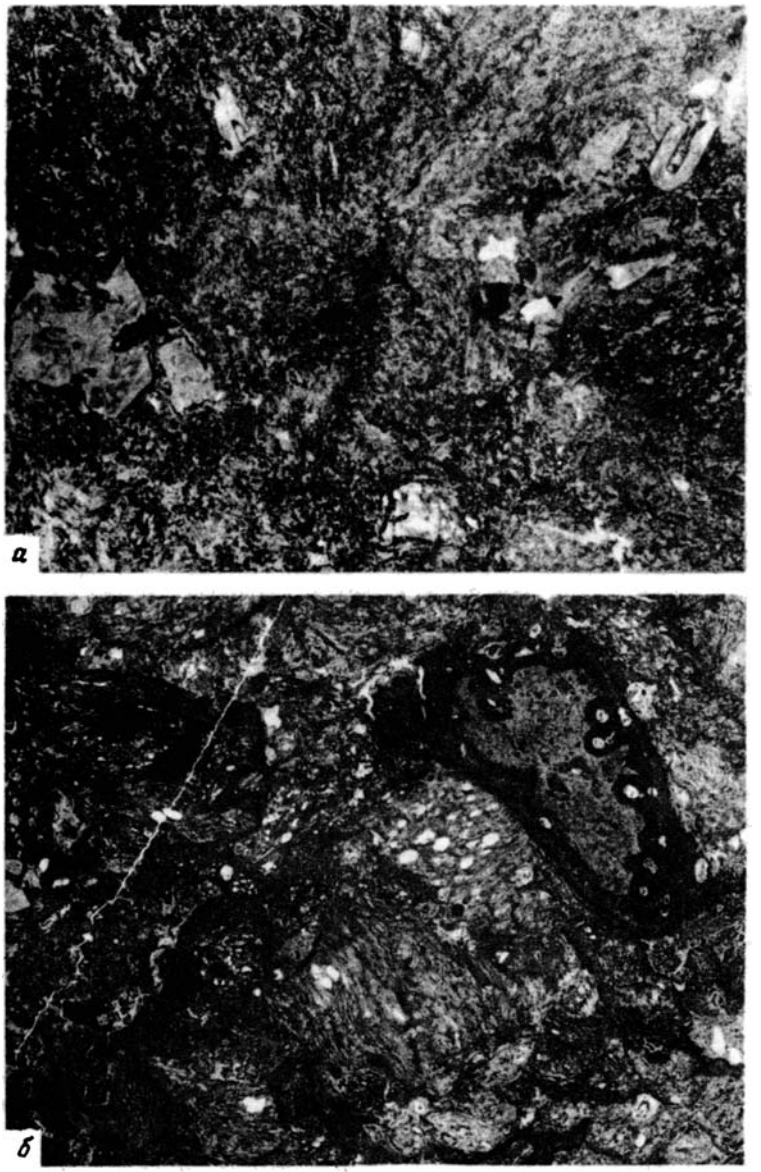


Рис. 94. Туфы

а – пемзовый, дацитовый, увел. 20; *б* – шлаковый, основной, увел. 10; ник. 1

концентрирующимися на поверхности фрагмента или вблизи нее; состоят они из пелитоморфных продуктов девитрификации тахилита, среди которых иногда различаются цеолиты; в такой пелитоморфной массе наблюдается небольшое количество плагиоклазовых микролитов и мелких фенокристов пироксена и плагиоклаза; здесь есть как плотные, так и пористые обломки, но поры мелкие, их обычно немного, и они часто трубчатые; обильны "слоеватые" частицы, со следами пластических деформаций; форма обломков разная: есть обтекаемые, округлые и вытянутые "капли", но больше удлиненных изогнутых частиц с неровной поверхностью, похожих на обрывки лавы (см. рис. 94, *б*). В рассматриваемых туфах почти отсутствует кристаллокластическая фракция, но в виде небольшой примеси встречаются литические фрагменты: базальты и спилиты. Связующей массы нет, и обломки плотно прилегают один к другому.

Туфы образуют небольшие и довольно редкие пласты и пачки среди эффузивов. Представлены они как грубыми, так и мелкообломочными разностями.

По составу и морфологии породообразующих частиц туфы сходны с базальтовыми пеплами некоторых исторических эрупций (Heiken, 1974). Частицы первого типа, очевидно, представляют собой сидеромелановый шлак, а второго – лавовые "лохмотья", капли и их "обломки". Такие образования характерны для извержений стромболианского типа, при котором базальтовый расплав обладает относительно высокой вязкостью; для этого типа вулканов характерны небольшие шлаковые конусы (Лучицкий, 1976, с. 103), что находит отражение в составе материала рассматриваемых туфов.

КРИПТОТУФОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ (ТУФОПЕЛИТЫ, ТУФФИТЫ)

Это желтовато-зеленые и темно-красные породы, сходные с более мягкими (некремневидными) разностями туфопелитов и туффитов двух нижележащих формаций. Образованы породы тонким агрегатом вторичных минералов (преимущественно хлорита), иногда со значительной примесью кремнезема. В красных прослоях относительно велико содержание окислов железа (около 5,5%),представленного гематитом. Часто присутствует примесь мелкого кристаллокластического материала. Обычно это плагиоклазы, хотя в некоторых слоях есть и кварц; попадаются единичные литические фрагменты и мелкие кусочки пемзы; встречены также скопления кристаллокластики с включением сферолитов, характерных для кератофиров. В одних слоях осадочная составляющая не заметна, в других рассеяны раковинки радиолярий и спикулы губок (туффиты).

ТЕРРИГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Терригенные обломочные породы представлены конгломератами, песчаниками (полимиктовыми и кремневыми) и аргиллитами. Особенно характерны грубообломочные породы; аргиллиты имеют очень небольшое распространение, и мы их здесь не рассматриваем.

Конгломераты состоят преимущественно или даже почти исключительно из галек эффузивных пород, в одних случаях однообразных по составу, структуре и характеру изменения, в других – различных, хотя какой-нибудь один тип пород всегда преобладает. Часто гальки образованы андезитами или андезитобазальтами с пилотакситовой, криптокристаллической или апогиалопелитовой основной массой; вместе с ними наблюдаются редкие гальки спилитов. В других местах, наоборот, преобладают спилиты, хлоритизированные гиалобазальты, вариолиты, шлаки, а в виде примеси – андезиты, кератофиры и кварцевые кератофиры. Изредка встречаются конгломератовые слои, состоящие почти целиком из галек последних. Очевидно, все эти породы можно отнести к вулканотерригенным. Реже конгломераты имеют более сложный состав, и в них, кроме обломков эффузивных пород, присутствуют осадочные. Чаще это силициты (яшмы, фтаниты), но иногда и известняки; здесь же встречаются обломки зеленокаменных эффузивов, измененных иначе, чем основная масса обломков.

Конгломераты имеют различную структуру, но в целом для них характерна слабая сортировка и хорошая окатанность галек. Встречаются мелкогалечные (1–2 см) конгломераты, но чаще они более грубые, представляющие смесь обломков размером от долей сантиметра до 30 см, редко больше. В одних слоях связующей массы очень мало, в других она обильна и образована полимиктовым песчаным материалом, в котором много кристаллов плагиоклаза и пироксена. Форма галек обычно изометричная – от сглаженно-угловатой до округлой.

Текстура чаще массивная и беспорядочная, но местами, там, где конгломераты образуют небольшие слои между песчаниками, хорошо выражена косая слоистость.

Конгломераты, как мы видели, образуют мощные сплошные почти нестратифицированные толщи (100–200 м), представляющие беспорядочное нагромождение галек; вверху разреза материал становится мельче, иногда здесь появляются полуразмытые слои аргиллитов с остатками морской фауны (радиоляриями). Конгломераты встречаются также в чередовании с песчаниками (кандынташская пачка), и в виде небольших пластов и линз (от полутора до нескольких метров) они развиты среди эффузивов; здесь они имеют неровные контакты и в основании слоев наблюдаются валуны нижележащей породы.

Полимиктовые песчаники тесно связаны с конгломератами. Состав их несколько меняется от места к месту, но всегда обломочная фракция состоит почти целиком из эффузивных пород и кристаллокластики (плагиоклазы, пироксены, редко кварц). В одних слоях эффузивные обломки однообразны и им соответствует определенная кристаллокластическая фракция; такие породы сходны с тефрогенами и, может быть, в некоторых случаях к ним относятся. В других (чаще) наблюдается смесь, в разных пропорциях, основного, среднего и кислого материала; обломки здесь различаются не только составом и структурой пород, но также степенью и характером измененности: наряду со свежим материалом встречаются сильно прентизированные, цеолитизированные и зеленокаменно измененные породы. Спорадически и в виде единичных фрагментов попадаются силициты, аргиллиты, туффиты; местами много хлоритизированных осколков стекла, очевидно представляющих собой гиалокластическую примесь.

Преобладают грубо- и среднезернистые, слабо сортированные разности, местами содержащие гравий и мелкую гальку, реже встречаются мелкозернистые и хорошо сортированные. Связующая масса очень скудная, кальцитовая, но иногда она вообще отсутствует и зерна плотно прилегают одно к другому. Песчаники образуют как небольшие (0,1–0,75 м) слои, чередующиеся с тонкозернистыми породами (туффиты, аргиллиты), так и более мощные пласты и пачки, переслоенные конгломератами. В первом случае песчаники однородны и иногда имеют нерезко выраженное градационное строение; во втором либо массивны, либо в них наблюдается слоистость, связанная с изменением гранулометрии; толщина слоев разной зернистости – 1–2 м, причем в более грубых иногда четко проявляется пологая косая слоистость. Она определяется концентрацией гальки в отдельных небольших линзовидных прослоях (см. рис. 77), нигде резко не обособленных от вмещающего песчаника. Наблюдалось срезание песчаным пластом гравийно-галечного пакета.

Кремневые песчаники сходны с соответствующими песчаниками херсонковского комплекса, но представлены только средне- и мелкообломочными разностями. В них тоже преобладают обломки фтанитов, преимущественно силурийских. Заметную роль играют обломки аргиллитов. Иногда присутствуют небольшая примесь мелких идиоморфных кристаллов свежего плагиоклаза и их осколков, а также зерна биотита; очень редко попадается растительный детрит. Это, пожалуй, единственное, что отличает рассматриваемые кремневые песчаники от херсонковских.

Судить об обстановке формирования обломочных пород довольно трудно, так как распространены они нешироко и мы можем сейчас наблюдать лишь отдельные фрагменты толщ. Состав материала указывает на внутрибассейновый его источник. Размывались местные вулканические постройки, образованные преимущественно лавами. Преобладание грубого обломочного материала, к тому же часто хорошо окатанного, указывает на расчлененный наземный рельеф. Очевидно, это был довольно высокий вулканический остров. Многие песчано-галечные накопления формировались вблизи берега и даже, возможно, в наземных условиях (галечные пляжи). Однако значительная часть песка и мелкой гальки, сносимых с суши, отложилась в море, причем в зоне развития тонких бескарбонатных глинистых и глинисто-кремнистых илов, т.е. на значительных глубинах

Кроме вулканических построек, размывались и "тектонические кордильеры", образованные преимущественно силурийскими кремнистыми породами. Эти кордильеры были "обособлены" от вулканов, и продукты их разрушения относительно мало смешивались; лишь временами мелкообломочный кремневый материал поступал в привулканическую зону.

Как и в нижележащей формации, здесь различаются фтанитоиды, яшмы и зеленые силициты, связанные переходами с туфопелитами и туффитами.

Фтанитоиды имеют обычный для этого типа пород состав и структуру (см. с. 147). В разломных зонах они превращены в инъекционные брекчии, местами осветлены и в них наблюдаются прожилки и включения пирита. Встречаются фтанитоиды только в кремнеобломочно-аргиллито-силицитовых пачках.

Яшмы имеют небольшое распространение. Среди них различаются типичные высококремнистые разности, но чаще они содержат примесь тонкой пирокластики и связаны переходом с красными кремнистыми туффитами. Анализ образца "чистой" яшмы показал: SiO_2 - 83,58%; Al_2O_3 - 2,56% и Fe_2O_3 - 7,51%; железо-марганцевый модуль $\frac{2Fe+Mn}{Ti}$ - 614. В яшмах обычно мало органических остатков, представлены они радиоляриями.

Встречаются яшмы в аргиллитово-туффитовых пачках и среди конгломератов, развитых в эффузивной толще. В последнем случае яшмовые слои имеют небольшую мощность (10-15 см), подошва их очень неровная: железисто-кремнистый осадок (яшма) "обтекает" поверхность галечника, проникая в него; кровля яшмовых слоев тоже неровная, эродированная, и в вышележащем конгломерате присутствуют гальки яшм. Характерно, что такие отложения встречаются вблизи выходов гематитизированных эффузивов.

Яшмы пространственно тесно связаны с эффузивными породами, но, как и в нижележащих формациях, выходят за пределы их развития и имеют тенденцию концентрироваться выше основной массы эффузивов. Особый интерес вызывает ассоциация яшм с конгломератами. В данном случае нельзя допустить обычные для яшмовых осадков глубоководные условия, а также апвеллинг и связанный с ним расцвет "кремневого планктона". Очевидно, это был мелководный участок, с галечным дном, вблизи побережья активного вулкана. Таким образом, здесь наиболее очевидна роль вулканогенного источника кремнезема и железа при формировании яшм. Характерно, что раковинки радиолярий в осадке очень редки. Обращает на себя внимание и высокий железо-марганцевый модуль. Зеленые силициты по внешнему виду, структуре и составу сходны с соответствующими породами предыдущих формаций. Здесь тоже часто присутствует примесь тонкого пепла и характерно обилие тонких спикул губок (спонголиты).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ

Строение формации в целом определить невозможно, так как в Сакмарской зоне наблюдаются лишь ее фрагменты. Формация двучленна. Нижняя, главная по объему, ее часть образована основными и средними эффузивами, часто с повышенной щелочностью; среди них много грубых вулканотерригенных накоплений, концентрирующихся преимущественно в нижней половине разреза. Верхняя часть представлена кислыми туфо-туффитовыми отложениями и экструзиями липаритов, меньшее значение имеют силициты и аргиллиты. Малая роль осадочных пород в формации определяется тем, что в Сакмарской зоне оказались представленными толщи, относящиеся только к вулканической зоне ("вулканическая градация"). Очевидно, если бы можно было наблюдать синхронные отложения на большей площади, мы, несомненно, встретили бы и осадочные фации. Судя по тому, что среди эффузивов присутствуют туффито-силицитовые пачки и аргиллиты, именно такие осадки следует предполагать на латеральном продолжении вулканических толщ.

Границы формации очень неопределенны. Обычно она залегает выше кремнистых и вулканических пород силура, но соотношения между ними тектонические. Присутствие в конгломератах и песчаниках обломков силурийских пород косвенно свидетельствует о несогласном залегании формации. Вместе с тем обращает на себя внимание отсутствие здесь галек шандинских извест-

няков, во всяком случае в сколько-нибудь заметном количестве. Скорее всего это можно объяснить тем, что в результате допозднеэйфельской складчатости в зону размыва были выведены покровы, состоящие из кремнистых и вулканических пород силура. Верхняя граница рассматриваемой формации отмечена базальным конгломератом, начинающим новую формацию.

ТУФФИТО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Туффито-кремнистая формация распространена менее широко, чем другие, и лучше всего развита в южной половине зоны, особенно на Косистекском участке. Оттуда и начнем ее характеристику. Основной составляющей формации является егендинская кремнистая свита франского возраста, согласно покрываемая граувакковой эйлаирской свитой, относимой уже к другой формации. Местами ниже егендинской кремнистой толщи сохранилась аргиллитовая пачка с прослоями туфов, туффитов и полимиктовых песчаников; она относится нами к рассматриваемой формации, так как связана постепенным переходом с вышележащими кремнями и в ней присутствует комплекс верхнедевонских радиолярий. Часто, однако, эта пачка сильно тектонически разрушена и егендинские кремни надвинуты на разные породы силура и девона. Структурно и стратиграфически ниже аргиллитовой пачки или ниже егендинской свиты залегает обломочный горизонт, получивший название айтпайского, которому обычно придают значение базального. Возраст его менее определенный, особенно если иметь в виду относимые к нему конкретные отложения. Горизонт обычно считают живетским, так как он лежит ниже франских пород и в нем местами встречаются линзы (глыбы?) живетских известняков. По-видимому, в горизонт объединены отложения различного возраста, как это считает В.Г. Кориневский (1974), предложивший даже упразднить название горизонта. К вопросу о положении и возрасте последнего мы вернемся позже, при обсуждении фактического материала. Сейчас лишь укажем, что в рассматриваемую формацию условно включаем обломочный горизонт, развитый ниже егендинской свиты и несогласно залегающий на различных толщах силура, нижнего и среднего девона или на серпентинитовом меланже.

На Косистекском участке породы формации развиты в наиболее западной (реки Дамбар и Чанчар) и самой восточной (реки Егенды и Айтпайка) полосе.

В западных выходах формация имеет следующее строение (рис. 95, разрез 2). В основании ее всюду прослеживается базальный горизонт конглобрекчий, конгломератов, песчаников (мало). Состав материала полимиктовый и меняющийся от места к месту. Так, на правом берегу р. Чанчар, в 5 км выше его устья, горизонт представлен несортированной конглобрекчией (10-15 м), состоящей в основном из обломков (1-30 см) интрузивных трахидолеритов; в небольшом количестве присутствуют обломки осветленных радиоляритов. В верхней части встречаются крупные (2,5х6 м) отторженцы яшмовой брекчии, рядом с ней иногда наблюдаются скопления обломков кремней и жильных кварцитов. Конглобрекчия залегает либо на трахидолеритах нижележащей формации, либо на аргиллито-кремнистых отложениях верхов тарангульской пачки (см. с. 154). Обломочный горизонт прослеживается к северу отсюда, обнажаясь на правобережье р. Дамбар. Он имеет здесь тот же состав и строение, но в средней его части появляется пачка полимиктовых песчаников и галечных гравелитов. Обломочный горизонт залегает на сильно разрушенных эффузивно-интрузивных породах тарангульского комплекса или на серпентинитах. Стратиграфически выше развита мощная (200-250 м) толща франских кремнистых пород, обычно сильно обеленных. На рассматриваемой площади ее нижний контакт тектонический и нормального соотношения с конгломератами не наблюдается. Кремнистая толща залегает то на тарангульских вулкани-

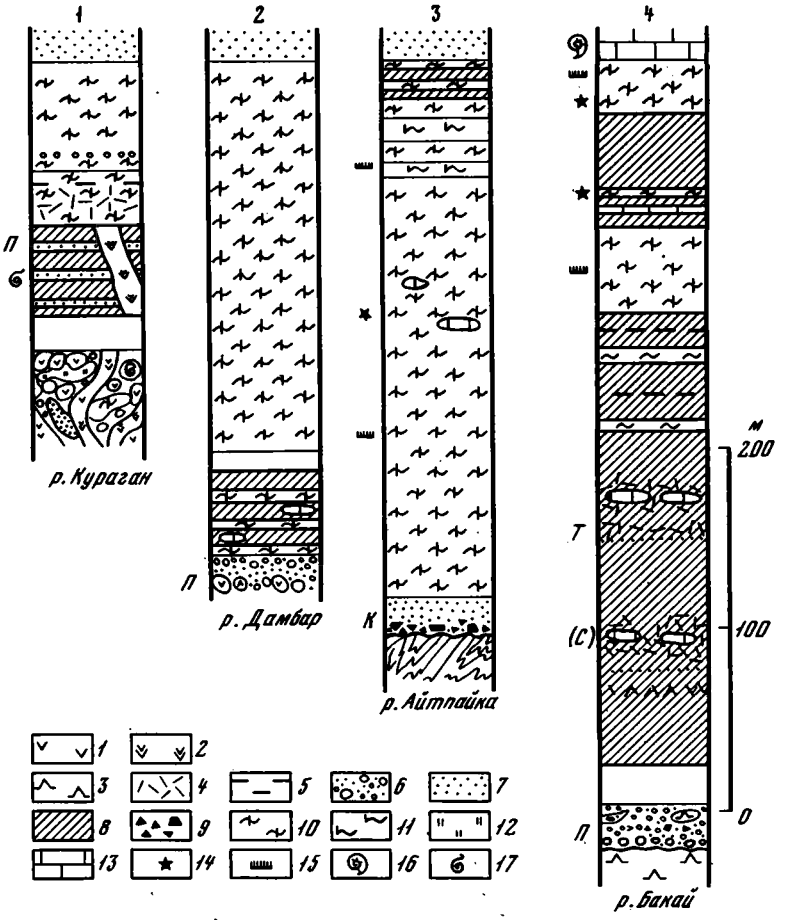


Рис. 95. Разрезы (1–4) гуффито-кремнистой формации

1 – основные эффузивные породы; *2* – диабазы; *3* – щелочные эффузивные породы; *4* – гуфы; *5* – гуффиты и гуфопелиты; *6* – конгломераты; *7* – песчаники; *8* – аргиллиты; *9* – кремневые брекчии; *10* – фтанитоиды; *11* – новакулитоподобные силициты; *12* – яшмы; *13* – известняки; *14* – радиолярии; *15* – растительный детрит; *16* – аммониты; *17* – обломки серпентинитов

Буквы слева – песчаники: *П* – полимиктовые, *К* – кремневые, *Т* – гефроген-ные; (*С*) – гуфы среднего состава

тах, то на сакмарских фтанитах, то на глыбовой брекчии, состоящей из глыб базальтов, "чанчаритов", серпентинизированных мраморов, шандинских известняков и известняковых конгломератов. Иногда рассмотренный обломочный горизонт на коротком расстоянии сменяется глыбовой брекчией, представляющей собою, по-видимому, олистострому. Указанное соотношение отложений можно наблюдать на правобережье Дамбара у фермы Дамбаровка (в 2,5 км ниже истока речки). Восточнее, по берегам левобережного притока Дамбара, ниже кремнистой толщи прослеживается довольно мощная (несколько десятков метров) сильно разрушенная пачка, представляющая собою чередование зеленых, в разной степени кремнистых и алевритистых аргиллитов с кремнистыми породами, часто брекчированными; в аргиллитах присутствуют мергельные конкреции и известняковые прослои с примесью алеврита и мелкозернистого полимиктового песка. Ниже обнажены конгломераты.

Таким образом, на данном участке вырисовывается следующий разрез: 1) конгломераты – более 10–15 м; 2) кремнисто-аргиллитовая пачка – 30–40 м (?) и 3) кремнистая толща – 200–250 м. Выше развиты граувакки эйлаирской свиты.

Конгломераты здесь предыдущими исследователями определялись как айтпайские. Структурно они лежат ниже егендинских кремней, но контакт между ними тектонический, и точно стратиграфическое положение конгломератов определить нельзя. Состоят они из обломков тарангульского комплекса, причем обильна галька интрузивных пород, с ним связанных. Следовательно, есть основания считать, что конгломерат моложе этого комплекса и поэтому условно отнесен к рассматриваемой формации. Условность здесь связана с тем, что конгломераты могут принадлежать еще к тарангульскому комплексу, в котором, как мы видели, встречаются внутриформационные обломочные породы.

В восточных выходах по рекам Айтпайка и Егенды (см. рис. 95, разрез 3) формация представлена мощной (250–300 м) кремнистой толщей, в основании которой развита пачка обломочных пород (20 м) – айтпайский горизонт. Он особенно хорошо обнажен по правому притоку Айтпайки – руч. Курсай, где описан следующий разрез:

	Мощность, м
1. Конглобрекчия, состоящая из мелких и крупных (до 10–20, редко 50 см) беспорядочно сгруженных обломков зеленых и черных кремнистых пород и глинисто-кремнистых сланцев (силурийские породы)	10,0
2. Конглобрекчия мелко-среднеобломочная того же состава	3,0
3. Чередование неравномерно наслоенных средне- и грубозернистых кремневых песчаников с оливково-зелеными силицитами, содержащими редко рассеянные радиолярии; иногда порода представляет собою спонголит. Толщина слоев разного состава от 1–2 до 5–7 см, границы их резкие и неровные	6,0
4. Песчано-гравийная кремнеобломочная порода с рассеянными более крупными (1–2 см) обломками	1,0
5. Силицит светло-зеленый микрозернистый с рассеянными радиоляриями и небольшой примесью фтанитового алеврита. Последний образует также тонкие невыдержанные прослойки	1,0
Мощность пачки	21,0

Ниже ее местами обнажаются крупные отторженцы (10 м) перемятых и разрушенных силурийских фтанитов и кремнистых сланцев.

Кремнеобломочные породы наблюдаются в ряде мест по рекам Айтпайка и Егенды, где имеют тот же состав и структуру; всюду они образованы обломками фтанитов, иногда с фосфоритовыми конкрециями, и зеленовато-серых силицитов. Лишь изредка попадаются хлоритовые зерна и обломки диабазов. Отложения в целом похожи на херсонковский комплекс силура.

Кремнистая толща (егендинская) состоит из темно-серых, иногда почти черных, силицитов (фтанитоиды). Она неравномерно стратифицирована: толсто- и средненапластованные пакеты чередуются с тонкоплитчатыми, до листоватых. Некоторые массивные пласты имеют крупноконкреционную отдельность. Иногда наблюдается определенный порядок в напластовании: массивнослоистые породы сменяются вверх по разрезу среднеплитчатыми, а последние – тонкоплитчатыми; мощность различно напластованных пакетов – до 15–20 м. В породах много радиолярий, но распределены они неравномерно: одни прослои почти целиком состоят из "радиоляриевых шариков", лишенных игл (радиоляриевый песок), другие переполнены обломками последних, третьи почти не содержат органических остатков, или они редко рассеяны в кремнистой массе. Все это указывает на значительную механическую рассортировку раковинного материала.

Текстура пород различна: иногда это довольно мощные однородные пласты, а иногда очень тонкослоеватые или слоистые, в которых радиоляриты чередуются с безрадиоляриевым микрозернистым силицитом; изредка к радиоляриту примешан кремнеобломочный материал, что еще резче подчеркивает слоистость. Последняя связана также с неравномерным распределением глинистого, желе-

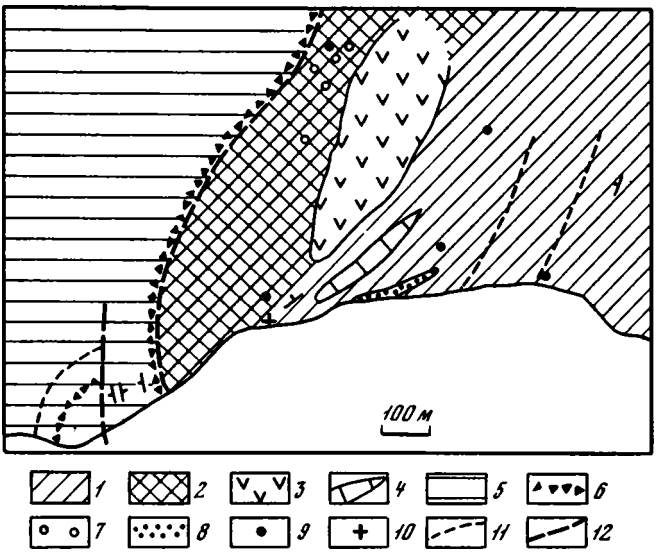


Рис. 96. Схема строения участка на правобережье р. Айтпайка

1 – сланцево-фганитовые отложения; *2* – те же отложения, но брекчированные; *3* – вулканические породы; *4* – живетский известняк; *5* – франская кремнистая толща; *6* – кремнеобломочный горизонт; *7* – высыпки известняковой гальки; *8* – обохренный полимиктовый песчаник; *9, 10* – находки: *9* – граптолитов, *10* – кораллов; *11* – простирание отдельных пластов и пачек; *12* – тектонический контакт

зистого и органического вещества, что обусловливает тонкую полосчатость, особенно ярко проявляющуюся на поверхности выветривания.

Однообразие толщи местами нарушается присутствием своеобразных крупных линз и дисковидных кальцитовых конкреций с несколько повышенным содержанием марганца (Хворова, 1970).

Кроме того, в некоторых разрезах, преимущественно вверху толщи, встречаются небольшие пачки и отдельные слои (30 см), резко выделяющиеся среди темных пород белым или светло-коричневым цветом; внешне они похожи на новакулиты и опоки, но от последних отличаются кварцевым составом; они имеют чрезвычайно тонкую (криптокристаллическую) структуру, в них нет или мало радиолярий; в отдельных образцах обнаружены отдельные мельчайшие (0,005 мм) оскольчатые изотропные фрагменты с низким показателем преломления, очевидно пирокластическая пыль (стекло или цеолиты).

В верхней части толщи кремнистые породы становятся зеленовато-серыми и зелеными, среди них появляются прослои зеленых аргиллитов с карбонатными конкрециями, а затем и прослои граувакковых песчаников; кремневая толща сменяется зилаирской граувакковой формацией. Переход, как видим, постепенный, но смена одной толщи другою происходит быстро.

Залегает формация местами на сильно разрушенных перемятых породах сакмарского комплекса, от которого иногда (верховье руч. Курсай) сохранились лишь крупные останцы, а местами на различных эйфельских породах. Контакт этот связан с угловым несогласием, но, кроме того, часто осложнен тектоническим срывом, в результате чего местами отсутствует обломочный горизонт.

Айтпайка – это место, где был установлен айтпайский обломочный горизонт и определен его возраст как живетский; это обстоятельство заставляет подробнее остановиться на соотношении развитых здесь пород. О нем дает представление приводимая схематическая карта (рис. 96) небольшого участка, расположенного на правом берегу Айтпайки в 1–1,2 км выше устья Курсая. На востоке выходят сакмарские кремнисто-сланцевые отложения с граптолитами

среднего лландовери. Они несколько перемяты, но в общем падают к западу и прослеживаются до небольшой гряды, образованной светлым массивным известняком с многочисленными и разнообразными остатками живетской фауны; местами в известняке хорошо выражена мелкогалечная структура; участками порода кавернозна и каверны заполнены сажистым веществом. К северу и югу известняк исчезает и на его продолжении прослеживаются выходы и высыпки типичных кремнистых пород сидура с граптолитовым детритом и фосфатными стяжениями. К северо-западу от гряды с известняком после небольшого перерыва в обнажении появляются андезиты, образующие синклиналь с вулканомиктовыми гравелитами и песчаниками в ядре (местный материал). К северу, ближе к водоразделу, вулканогенные породы исчезают и появляются высыпки и небольшие выходы мелкообломочных кремневых брекчий.

Западнее всех рассмотренных пород развиты очень специфические отложения: это разрушенные и раздробленные сакмарские фтаниты и кремнисто-глинистые сланцы, местами осветленные, с жилами "коксовидного" пористого углеродистого вещества. Отложения превращены в мелко-среднеобломочную брекчию, включающую крупные куски, глыбы и отторженцы пластов черных и обеленных кремнистых и глинисто-кремнистых пород, в которых встречаются граптолиты. Местами поверх этих отложений наблюдаются высыпки известняковой гальки, очевидно спроектированные остатки залегающего выше конгломерата. Восточнее поля развития брекчии наблюдается небольшой выход сильно ожелезненного "рыжего" полимиктового гравелита; приблизительно на том же уровне В.Г. Кориневский (1974) обнаружил пласт "обохренных выщелоченных известняков с корралами", относящимися к эйфелю – нижнему живету.

Разрушенные силурийские породы на западе контактируют со смятой в мелкие складки, осложненные небольшими срывами, толщей егендинских фтанитоидов, причем в самой восточной ее части прослеживается небольшая пачка слоистых кремневых песчаников и гравелитов, сходная с обнажающейся по руч. Курсай. Контакт обломочных пород здесь можно рассматривать как трансгрессивный, но, возможно, осложненный надвигом.

На рассмотренном участке видно, что живетская известняковая "линза" не имеет отношения к кремнеобломочному горизонту, развитому в основании толщи егендинских кремней. Скорее всего она относится к известняково-полимиктовому конгломерату, который сохранился здесь в виде небольших нашлепок на разрушенных породах сакмарского комплекса. Возникает вопрос: что собой представляют последние? Может быть, это и есть айтпайский базальный горизонт? Нам представляется, что своеобразные брекчии с жилами углеродистого вещества – не обычные осадочные образования, они возникли локально в результате каких-то особых процессов, и считать их базальным горизонтом нельзя, хотя, возможно, эти процессы способствовали формированию кремневой кластики – исходного материала для базального айтпайского горизонта. Не ясно положение вулканогенной пачки. По типу пород она близка к тарангульскому (верхнеэйфельскому) комплексу. Определение абсолютного возраста методом Е.А. Кузнецова дало цифры 405–418 млн. лет, что соответствует раннему-среднему девону и не противоречит отнесению вулканитов к упомянутому комплексу. При этом к последнему могут принадлежать и остатки конгломерата, вмещающего линзу известняка, тем более что в тарангульской толще много конгломератов, правда обычно без известняков. Если все это так, то обломочные породы, залегающие в основании егендинской кремнистой толщи, будут моложе полимиктового живетского конгломерата, обнажающегося по р. Айтпайка.

Южнее Косистекского участка отложения формации хорошо обнажены в Новороссийском районе, по рекам Бакай, Ойсыл-Кара, Аралтюбе, где были изучены Г.И. Водорезовым и Х.С. Розман (1956), установившими здесь айтпайский базальный горизонт и егендинскую толщу, разрез которой несколько отличается от ее разреза на Косистекском участке (см. рис. 95, разрез 4).

Обломочный горизонт хорошо обнажен в обрыве левого берега р. Бакай, приблизительно в 4,5 км выше пос. Черкасского. Здесь горизонт имеет следующий разрез:

Мощность, м

1. Конглобрекчия несортированная, представляющая беспорядочную смесь обломков размером от 1 см до 1 м. Окатанность их слабая. Резко преобладают различные по структуре эффузивные и субвулканические породы, характерные для тарангульского комплекса. В небольшом количестве присутствуют обломки микрозернистых и органогенно-детритовых известняков, фтанитов и ярко-зеленых силицитов. Связующая масса почти отсутствует . . . . . около 6
2. Конглобречия, сходная с нижележащей, но здесь много обломков фтанитов, иногда брекчированных, и попадаются обломки кремневых песчаников херсонковского типа 1,0–1,5
3. Конгломерат того же типа, но в основном более мелкогалечный с обильной песчано-гравийной связующей массой. Характерно присутствие крупных глыб трахиандезитов и линзовидных отторженцев (0,5 x 2–3 м) слоистых тонкозернистых туффитов с остатками конадонтов, спикул губок и граптолитовым (?) детритом . . . около 10

Конгломераты и конглобрекчии обнажены в 12 км северо-восточнее, на левом берегу р. Ойсыл-Кара (выше моста). Здесь они имеют тот же состав и строение. Преобладают трахиандезиты, ортофиры и другие породы тарангульского комплекса. Встречаются обломки радиоляриевых кремней, в которых определены формы среднего – верхнего девона. Немного ниже по речке в конгломерате появляется много галек и валунов известняка (часто строматопорового). Конгломерат прорван лампрофирами (типа вогезита).

Обломочные породы Новороссийского участка сходны с таковыми по Дамбару и Чанчару. Главная их особенность – преобладание пород тарангульского комплекса, к которым в разных местах в разном количестве примешаны обломки силурийских фтанитов и девонских силицитов, а также шандинских и живетских известняков. Указывается также присутствие серпентинитовых галек (Водорезов, Розман, 1956).

Непосредственного контакта обломочного горизонта с вышележащими отложениями формации нами нигде не наблюдалось. Последние образованы двумя толщами: туфо-аргиллитовой (50 м) и кремнистой (100–120 м). Выше последней, соответствующей егендинской свите, залегает не мощная, как обычно, грауваккова зилаирская свита, а сравнительно небольшая аргиллитово-известняковая толща с богатой фауной фаменского возраста.

Туфо-аргиллитовая толща хорошо обнажена по р. Бакай, в 3–3,5 км выше пос. Черкасского. Она образована зелеными и зеленовато-серыми, в разной степени алевритистыми (плагиоклаз, кварц) аргиллитами с кусковатой или оскольчатой отдельностью. Иногда в аргиллитах сохранилась тонкая пепловая структура (туфогенные аргиллиты). Среди аргиллитов встречаются кремнистые разности, а также пласты и пакеты (1–5 м) темно-серых силицитов с рассеянными раковинками радиолярий и спикулами губок; в отдельных прослоях обильна кварцево-плагиоклазовая кластика. На некоторых уровнях много плоских известковых конкреций, в которых прекрасно сохранилась первичная витрокластическая структура породы (Хворова, Дрищ, 1963). В толще присутствуют редкие, но мощные (до 5–6 м) пласты средне- и мелкозернистых песчаников, состоящих из плагиоклазов (в одних слоях олигоклаз-кислый андезин, в других – андезин-лабрадор) и плохо сохранившихся литокластов; есть примесь кварца и хлоритизированных пузыристых фрагментов (измененное стекло). Песчаники довольно хорошо сортированы, и размер зерен уменьшается от подошвы к кровле.

Кремнистая толща развита ниже по р. Бакай, перекрывая туфо-аргиллитовую, но контакт между ними не обнажен. В толще выделяются три пачки. 1. Нижняя (40–50 м) образована тонко- и среднеплитчатыми темно-серыми кремнис-

тыми породами, часто слоеватыми и микрослоистыми. Много радиолярий; есть спикулы губок, местами обильны споры. Комплекс радиолярий характерен для франского яруса [*Entactinia* aff. *comets* For., *Entactinosphaera* ex gr. *ehinata* (Hinde), *E.* ex gr. *variacanthina* For., *E.* cf. *grandis* Naz., *E.* cf. *vetusta* (Hinde), *E. inusiata* For., *Haptentactinia* sp., *Tetrantactinia* sp., *Astroentactinia* cf. *paronae* (Hinde) и др.]. 2. Средняя пачка (60 м) представлена зелеными аргиллитами с небольшой примесью мелкого алеврита. Внизу разреза среди аргиллитов присутствуют тонкие прослои (до 2–3 см) светло-серых шламовых и мелкодетритовых известняков и зеленых радиоляритов. 3. Верхняя пачка (25–30 м) – темные, почти черные кремнистые породы, часто слоеватые, с большим количеством радиолярий. В некоторых образцах их раковинки замещены цеолитом. Попадаются окремненные стволы древесины.

Выше развита пачка фаменских известняков (возрастной аналог эилаирской свиты).

Разрез формации на юге Сакмарской зоны в общих чертах сходен с таковым более северных районов, хотя нетрудно заметить и некоторые различия (см. рис. 95). На юге в нижней части формации лежит довольно мощная туфо-аргиллитовая толща; возможно, на севере ее аналогом является кое-где сохранившаяся (левобережье Дамбара) туффито-аргиллитовая пачка, сильно тектонически разрушенная (обычно она отсутствует), и егендинская фтанитоидная толща с тектоническим контактом ложится на различные отложения. В южных разрезах последняя имеет меньшую мощность и в ее средней части развита существенно аргиллитовая пачка. Главные же отличия относятся к вышележащим фаменским отложениям.

В северной части Сакмарской зоны рассматриваемая формация изучалась нами в Медногорском районе, к западу от ст. Рысаево, где она распространена на значительной площади и где виден ее контакт с эилаирской свитой. Особенно хорошо породы формации обнажены в антиклинали, расположенной на правобережье Кургана между дер. Сарбаево и ст. Рысаево, а также в железнодорожных выемках к востоку от Сарбаева.

В упомянутой антиклинали интересующие нас отложения залегают на различно раскристаллизованных зеленокаменно измененных диабазах, вмещающих крупные (до 30 м) отторженцы перемятых темно-серых кремнистых пород, слодисто-кварцевых песчаников, эффузивов и глыбы розовых "кальцитизированных" известняков с включениями серпентинита (офикальциты), а также кальцитизированных и гематитизированных обломочных серпентинитов. По-видимому, это меланж, прорванный диабазами. Выше залегают следующие отложения (см. рис. 95, разрез 1):

Мощность, м

1. Песчано-аргиллитовая пачка – это зеленые существенно хлоритовые аргиллиты, в разной степени кремнистые с остатками радиолярий; аргиллиты чередуются с полимиктовыми алевролитами и песчаниками, местами кальцитизированными. В составе песчаной фракции различаются фтаниты, основные эффузивы и серпентиниты. Гранулометрически песчаники разнообразны. Мощность слоев – от нескольких сантиметров до 0,5–0,7 м, причем в них отчетливо выражено уменьшение обломков от подошвы к кровле. Пачка сильно разрушена и прорвана диабазами 50,0
2. Туфо-кремнистая пачка – неравномерное переслаивание кремнистых пород (преобладают), туфогенных аргиллитов и туфов. Кремнистые породы голубовато- и темно-серые, часто с характерной "штриховатостью", мелко- и средненапластованные, обычно чистые, но иногда с примесью тонкой пирокластики. Аргиллиты желтовато-зеленые, алевритистые, с реликтами пепловой структуры; они образуют как тонкие (1–10 см), так и мощные (0,5–2 м) слои, причем в последних наблюдаются линзы и прослойки кремней. Туфы светло-желтые и почти белые, рыхлые, в разной степени глинизированные, образующие среди кремней пласты до

0,5 м. В кремнистых породах встречен комплекс радиолярий верхов среднего или, возможно, верхнего девона [*Entactinia* cf. *hereulea* For., *Entactinosphaera* aff. *echinata* (Hinde), *E.* cf. *inusitata* For., *Astroentactinia* cf. *australis* (Hinde), *A.* cf. *crassa* Naz., *Polyentactinia* sp. (*P.* ex gr. *polygonia* For.)] . . . . . около 30

3. Пачка неравномерно напластованных зеленовато- и темно-серых (почти черных), иногда "штриховатых" и тонкополосчатых кремней с радиоляриями; пласты разделены либо только пластовой отдельностью, либо тонкой прослойкой глинисто-кремнистых сланцев. В этой монотонной толще встречен массивный гравийно-галечный пласт (0,6 м) из довольно хорошо окатанных обломков. Радиолярии, определенные из кремнистых пород, указывают на принадлежность их к верхнему девону [*Ectinosphaera* ex gr. *assidera* Naz., *E.* cf. *palimbola* For., *E.* cf. *vetusta* (Hinde), *E.* aff. *somphipra* For., *Entactinia* sp., *Polyentactinia* и др.] 50,0–60,0

Приведенный разрез можно наблюдать на обоих крыльях Сарбаевской антиклинали, причем западное крыло ее подвернуто и залегание пород здесь опрокинутое. Отложения формации прослеживаются на левобережье Курагана, где надвинуты на Сарбаевскую олистострому.

В целом формация образована двумя типами разреза: один представлен почти сплошной толщей кремнистых пород, другой состоит из двух приблизительно равнозначных пачек: туфо-аргиллитовой и кремнистой. Первая обычно плохо выражена, так как по ней произошел тектонический срыв, сильно ее разрушивший.

ТИПЫ ПОРОД

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Туфы. Это довольно мягкие желтовато-зеленые аргиллитоподобные или почти белые трепеловидные породы, по трещинам окрашенные лимонитом. Структурно туфы неоднородны: в основной тонкозернистой массе наблюдаются небольшие (до 0,5 см) гнезда и тонкие линзочки, обогащенные мелкозернистым материалом. Состоят туфы из витрических фрагментов рогульчатой формы; иногда есть примесь плагиоклазовой кластики, а в более грубых прослоях вместе с ней наблюдаются кусочки пемзы. В некоторых слоях попадаются одиночные спикулы губок.

Вулканическое стекло полностью замещено глинистыми минералами (смешанослойная слюда – хлоритовая фаза); иногда много цеолита. Несмотря на минеральную трансформацию, хорошо сохранилась пепловая структура, особенно там, где в породе присутствуют карбонатные конкреции.

О составе пирокластики трудно судить из-за вторичного преобразования материала. Однако в туфах нет кварца, а плагиоклазы представлены андезитом и лабрадором. Таким образом, тефра здесь скорее всего андезитовая.

Тефрогены. Они представлены средне- и мелкозернистыми песчаниками. Преобладают плагиоклазы (андезин, лабрадор), но много также андезитовых обломков и полностью хлоритизированных фрагментов (стекло). Все это соответствует одной тефре (андезитовой). В виде небольшой примеси присутствует кислый материал: интрателлурический кварц и кварцево-альбитовые сферолиты. Попадаются аргиллитовые кусочки. Фрагменты в разной степени окатаны, хотя кристаллы плагиоклаза нередко сохранили призматическую форму. Сортировка материала средняя. Связующей массы почти нет; многие обломки покрыты глинистыми пленками (пленочный цемент).

Песчаники образуют редкие довольно мощные (до 5 м) пласты среди туфогенных аргиллитов и туфопелитов. В пластах наблюдается прямое градационное распределение материала.

Туфогенные аргиллиты. Желтовато-зеленые, бежево-желтые, реже голубовато-серые, оскольчатые и кусковатые, массивные и сланцеватые породы. Среди них наблюдаются чистые разности и разности, содержащие небольшую примесь мелких призматических фрагментов и осколков плагиоклаза, реже кварца. В некоторых прослоях попадаются радиолярии и спикулы губок. Изредка улавливаются реликты витрокластической структуры. Довольно характерны железо-марганцевые микростяжения, а также натечные корочки окислов Fe и Mn по кливажу. Основным минеральным компонентом является упорядоченная смешанослойная фаза: слюда – монтмориллонит, иногда с примесью хлорит-монтмориллонита или хлорит-вермикулита (Хворова, Дриц, 1963).

Аргиллиты связаны переходными разностями с туфопелитами, отличаясь по существу лишь более глинистым составом. По-видимому, они представляют собой тонкий и более чистый (с меньшим содержанием кремнистой примеси) туф, почти целиком глинизированный. Как мы видели, этот процесс протекал и в более грубых туфах, но там первичная его структура обычно сохраняется.

Кроме описанных пород, в формации присутствуют туфопелиты и туффиты, но в них шире развиты глинизация и цеолитизация, чаще и лучше сохраняются реликты первичной тонкой витрической структуры.

Все рассмотренные выше вулканогенные породы встречаются обычно вместе, чередуясь в разрезе. Преобладают тонкозернистые разности: туфоаргиллиты, туфопелиты и туффиты, представляющие собой измененные тонкие пеплы, часто с различной по количеству примесью осадочного кремнезема. Среди этих осадков, отложившихся на значительных расстояниях от вулканических центров, присутствуют редкие, но довольно мощные пласты более грубого (средне-мелкозернистого) пирокластического материала и переработанной тефры; их появление отражает особенно сильные эксплозии, сопровождаемые потоками, выносящими в относительно глубокую зону грубый материал.

ТЕРРИГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

За небольшим исключением, терригенные обломочные породы сосредоточены в основании формации, образуя базальный горизонт. Среди них различаются полимиктовые и кремнеобломочные.

Полимиктовые породы представлены различными гранулометрическими типами – от брекчий до песчаников.

Хотя брекчии и конгломераты и изменчивы по составу и облику, главные их особенности сохраняются. В них всегда много (чаще – резко преобладают) обломков щелочных интрузивных и эффузивных пород тарангульского комплекса, в том числе "чанчаритов"; встречаются также амфиболизированные диабазы, зеленокаменно измененные эффузивы и почти всегда есть примесь, иногда значительная, различных кремнистых пород. Среди последних встречаются яшмы, зеленые и осветленные кремни, нередко перекристаллизованные и брекчированные; в крупных обломках заметен будинаж. Изредка попадаются валуны белого жильного кварца и мрамора. Обломочный материал несортирован, это смесь фрагментов от 1 до 30 и даже 40 см, причем крупная фракция обычно доминирует. Грубый облик отложений усиливается присутствием местами глыб (1–2 м) щелочных пород, а также отторженцев (2,5х6 м) туффитов и брекчированных яшм. Обломки обычно угловаты или слабо окатаны. Связующей массы почти нет, или она скудная и образована мелкообломочным материалом того же состава, что и крупная. Текстура отложений неслоистая, хаотичная. В некоторых случаях вверху пачки ее количество увеличивается и уменьшается значение крупной фракции.

Гравелиты и песчаники образованы очень разнообразным материалом: много эффузивных и кремнистых пород, хлоритизированных фрагментов, плагиоклаза, биотита; меньше аргиллитов, кальцитизированных и цеолитизированных обломков; спорадически встречается кварц и серпентинит. Местами количество

серпентинитовых фрагментов значительно, и иногда они становятся существенной составляющей песчаников. Окатанность зерен разная даже в одном образце. Сортировка плохая, и в гравелитах присутствует галька аргиллитов, алевролитов, силицитов. Гравелиты и песчаники чередуются, причем нижняя граница грубой породы обычно резкая и кверху происходит уменьшение среднего размера зерен. Иногда отмечается косая слоистость. Грубый материал обычно преобладает. Среди конгломератов развиты и тесно с ними связаны как по составу, так и по условиям образования песчано-гравийные пачки.

Кремнеобломочные породы представлены конглобрекчиями, гравелитами и песчаниками разной зернистости, по составу и структуре очень сходными с соответствующими породами херсонковской фации силура (см. с. 105), от которых в отдельных образцах неотличимы. В них существенной, а часто и главной составляющей являются обломки силурийских фтанитов, но здесь же встречаются и кремни с остатками девонских радиолярий. В некоторых образцах много хлоритово-кремнистых спонголитов, в других обильны перекристаллизованные осветленные силициты и осколки кварцевых и халцедоновых жилок.

Кремнеобломочные породы, как и полимиктовые, сосредоточены, за редким исключением, в основании разреза, в базальном айтпайском горизонте. В основании последнего породы более грубые (конглобрекчии, гравелиты) и массивные, выше обломочный материал становится мельче и появляются многочисленные прослои силицитов, в которых рассеяны мелкие кремневые зерна, образующие также линзочки и гнезда. Горизонтальная слоистость в таких отложениях осложнена мелкими размывами, внедрениями песка в силицит, выжиманием кремнистого осадка в песчаник; наблюдаются также тонкие текстуры облекания и выклинивания. В отличие от типичных херсонковских отложений в айтпайских кремнистых породах текстурные особенности указывают на более неспокойные условия седиментации.

Залегают кремнеобломочные породы обычно на силурийских фтанитовых толщах, причем последние часто сильно разрушены, иногда рассланцованы и крупные их отторженцы лежат в основании обломочного горизонта.

В одном случае гравийно-галейный горизонт из хорошо окатанных кремневых обломков встречен среди сплошных фтанитоидов.

Как мы видим, главная часть обломочных терригенных пород относится к основанию формации, слагая базальный горизонт. Для него характерны следующие особенности: 1) обломочный материал образован породами мощного и большого по стратиграфическому диапазону комплекса отложений; 2) горизонт залегает на породах разных формаций и на меланже, причем состав обломков определяется в значительной мере составом подстилающих толщ; некоторое смешение материала имело место, особенно в мелкой фракции, но в целом весьма характерно присутствие почти монолитических накоплений; 3) существенное значение имеют грубообломочные породы; 4) общий объем терригенного материала очень небольшой. Последнее обстоятельство находится в некотором противоречии с другими признаками. Очевидно, образованию горизонта предшествовала складчатость, но она не создала высокого рельефа (малый объем терригенного материала), а лишь локальные поднятия, образованные тем или иным комплексом пород. Скорее всего поднятия были результатом покровной тектоники и размывались пластины, имеющие разный состав. С таким предположением хорошо согласуется присутствие местами в основании горизонта крупных отторженцев рассланцованных и разрушенных (раздавленных) сакмарских толщ.

Строение грубообломочных отложений – несортированность, присутствие крупных глыб и отторженцев, хаотичная текстура, в целом плохая обработанность материала – указывает на довольно быстрое накопление его у крутых склонов. По-видимому, это обвальные отложения, очевидно подводные. Мелкообломочный осадок разносился отсюда в область развития тонких илов.

По общему минеральному составу, структуре, комплексу органических остатков и особенностям стратификации эти породы весьма сходны с сакмарскими силицитами. В отдельных образцах их часто трудно бывает различить. Рассматриваемые породы мы определяем как фтанитоиды. Они обычно темно-серые до черных, но довольно много и более светлых разностей – серых с зеленым и голубым оттенками, нередко тонкополосчатых и штриховатых. Породы бескарбонатны, и алюмосиликатная примесь (глина, пепел) в них небольшая. Содержание SiO_2, по данным 30 анализов, от 74 до 96% (среднее 88,63%); Al_2O_3 – 0,2–8% (среднее 2,25%). Органическим веществом они беднее фтанитов: $C_{орг}$ – 0–2% (среднее 0,62%)[1], и в них нет фосфоритовых конкреций (P_2O_5 в среднем 0,21%). Изредка, однако, органическое вещество образует высокие концентрации (12–14% $C_{орг}$), но связаны они обычно с накоплением растительного детрита. По содержанию малых элементов фтанитоиды близки к сакмарским фтанитам (табл. 14), хотя некоторые отличия все же есть: первые беднее ванадием, но богаче свинцом, что связано с двумя резкими "подскоками" этого элемента (235 и $300 \cdot 10^{-4}$%). Молибден показал резко повышенные содержания в 4 образцах (от 12 до $30{,}5 \cdot 10^{-4}$%), причем 3 из них сильно обогащены органическим веществом.

Таблица 14

Содержания (в 10^{-4}%) некоторых малых элементов в сакмарских фтанитах и егендинских фтанитоидах

Элемент	Среднее в глинах (по А.П. Виноградову)	Сакмарские фтаниты (40)*		Егендинские фтанитоиды (16)	
		Пределы изменения	Среднее	Пределы изменения	Среднее
Cr	100	8–118	44	4–48	20
V	130	15–515	216	10–198	81
Co	20	<5–21	5	5–23	6
Ni	95	6–166	46	<5–40	15
Cu	57	11–200	73	2–242	68
Pb	20	<3–18	7	2–>300	38
Mo	2	<1–>50	10	<5–30,5	6
Ge	2	<1–5,2	2,08	<5–2,1	2
Ga	30	<3–41	10	2–14	6
Zn	80	4,5–128	28,6	5–54	24
Zr	200	0–150	77	22–170	78

*В скобках указано количество анализов.

Характерно обилие радиолярий, распределенных неравномерно: одни прослои почти целиком состоят из "радиоляриевых шариков", лишенных игл, другие обогащены обломками последних, третьи почти не содержат органических остатков, или они редко рассеяны в криптокристаллической кремнистой массе. В радиоляритах встречаются крупные спикулы губок, а иногда мелкий кремнеобломочный материал. Спорадически присутствуют растительный шлам и отдельные довольно крупные остатки стеблей (рис. 97). На плоскостях напластования местами видны ходы червей (рис. 98).

Фтанитоиды слагают как однородные пласты, так и тонкослоистые, в которых радиоляриты и органогенно-шламовые силициты чередуются с криптокристаллическими; в последних несколько выше примесь глинистого и органическо-

[1] В сакмарских фтанитах, по данным 40 анализов, Al_2O_3 – от 0,86 до 7,76%; $C_{орг}$ – 0–5 (среднее 1,3) %; P_2O_5 – 0,005–15,33 (среднее 0,4) %.

Рис. 97. Растительный остаток во фтанитоиде
Нат. вел.

Рис. 98. Поверхность слоя фтанитоида с ходами червей
Нат. вел.

го вещества. Слоистость в целом горизонтальная, но характерны неровные границы слойков, что связано с линзовидным скоплением более крупного материала, внедрением его в тонкий осадок, а также с мелкими размывами и оползанием осадка; особенно четко такие текстуры выражены там, где появляется кремнеобломочная примесь; изредка встречаются небольшие прослои брекчий растрескивания (рис. 99).

Как мы видели, фтанитоиды слагают довольно мощную толщу, имеющую широкое распространение в пределах Сакмарской зоны. Синхронная им кремнистая толща (мукасовская свита) развита и в пределах восточного склона Южного Урала. Следовательно, кремнеобразование охватывало очень большие площади. Принос терригенного материала в это время был небольшим и по существу ограничивался глинистой фракцией. Обращает на себя внимание бескарбонатность

Рис. 99. Брекчия во фтанитоиде
Увел. 50; ник. 1

осадков, если не считать редких диагенетических кальцитовых конкреций. Преобладание пелитоморфных осадков, их бескарбонатность и особый комплекс фауны свидетельствуют, на наш взгляд, об относительно глубоководных условиях. Однако седиментация временами была неспокойной: имело место встряхивание осадков, сопровождаемое оползанием, и большое значение приобретали придонные течения. От этом свидетельствуют рассортировка органогенного материала и текстурные особенности пород. Локально в бассейне возникали поднятия, в пределах которых формировалась кремневая кластика.

Большое значение в составе силицитов принадлежит органогенному кремнезему (радиолярии и их детрит), но заметную роль, на наш взгляд, могла играть и хемогенная садка. Два обстоятельства позволяют сделать такое предположение.

Во-первых, с помощью электронного микроскопа (Хворова, Дмитрик, 1972) устанавливается даже тончайший раковинный шлам, причем там, где наблюдается его скопление, происходит некоторая перекристаллизация вмещающего шлам кремнезема; наряду с такими образцами много пород, имеющих микропелитовую структуру (частицы менее 1 мк). Едва ли органогенные фрагменты могут иметь такие размеры. Характерно, что микропелитовые силициты занимают в отложениях, возникших под влиянием течений, вполне определенное место, следовательно, и их структура седиментационная, а не более поздняя.

Во-вторых, местами во фтанитоидах присутствуют кальцитовые конкреции. Там, где они находятся в радиоляритах, структура раковин в конкрециях сохраняется идеально, несравненно лучше, чем во вмещающем силлците. В конкрециях же из криптокристаллических пород радиолярневых остатков нет. Указанные факты не позволяют, конечно, восстановить сам механизм формирования хемогенных силицитов, возможно, кремнезем выпадал не из толщи морской воды, а из иловых и придонных вод.

Карбонатные породы встречаются редко и локально, в виде известняковых прослоев и конкреций.

Слоистые известняки, серые и зеленовато-серые, состоят из микрозернистого карбоната кальция, в массе которого рассеяно значительное количество органогенного шлама (известнякового); вместе с ним присутствуют полностью кальцитизированные остатки радиолярий; нередко известняки перекристаллизованы и в разной степени доломитизированы, и тогда органические остатки сохраняются плохо. Довольно характерно присутствие микростяжений и пленок окислов марганца. Изредка в известняках наблюдается примесь песчаного материала, представленного обломками серпентинитов, эффузивных и кремнистых пород (яшмы, фтаниты). Встречаются известняки в чередовании с силицитами и туфогенными аргиллитами.

Известняковые конкреции распространены несколько шире. В них прекрасно сохраняется первичная структура вмещающей породы, и в зависимости от этого выделяются две разновидности конкреций.

Первая разновидность – кальцитовые конкреции из кремнистых толщ. Их характеристика уже давалась (Хворова, 1970). Это серые дисковидные тела и линзы (до 0,5×3,5 м), с поверхности и по трещинам окрашенные окислами марганца. Состоят эти образования из кальцитовых ромбоэдров (0,35–2 мм) и сфероидов (до 4–5 мм), заключенных в криптокристаллической кремнистой массе, в которой изредка наблюдаются остатки радиолярий. В одних кальцитовых образованиях последние тоже отсутствуют, в других же они многочисленны и имеют исключительно хорошую сохранность.

Конкреции второй разновидности залегают среди туфовых толщ, чаще в туфогенных аргиллитах. Конкреции караваеобразные, достигают 30 см в поперечнике. Состоят они из неравномерно раскристаллизованного тонко-среднезернистого кальцита, в котором превосходно сохранилась витрокластическая структура, почти совсем исчезнувшая во вмещающей породе.

Обе разновидности конкреций являются типичным диагенетическим образованием. Характерно, что их появление связано с толщами, в которых, хотя и редко, появляются карбонатные прослои.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ

Строение формации довольно простое. Обычно она имеет трехчленное строение: базальный обломочный горизонт, кремнисто-туфогенная пачка и фтанитоидная толща (рис. 100). Последняя является главным членом формации, определяющим ее облик. Формация испытывает некоторые латеральные изменения.

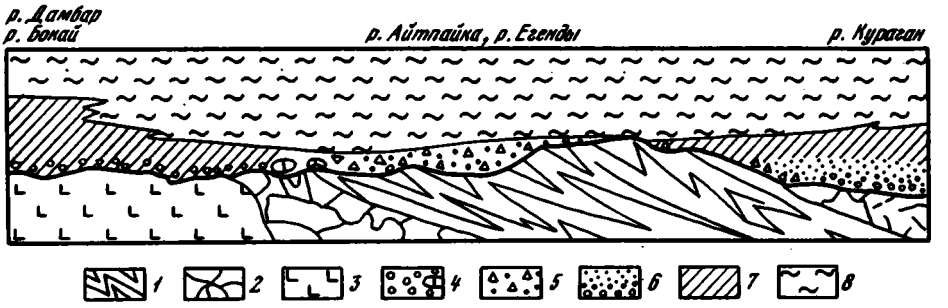


Рис. 100. Схема строения гуффито-кремнистой формации

1–3 – основание: *1* – смятая фтанитовая толща силура, *2* – меланж, *3* – эффузивы гарангульского комплекса; *4–8* – формация: *4* – полимиктовые конгломераты, *5* – кремневые брекчии, *6* – кремнеобломочный горизонт, *7* – кремнисто-туфогенная пачка, *8* – фтанитоидная толща

Они выражаются главным образом в различной мощности кремнисто-туфогенной пачки, которая местами выклинивается; меняются также мощность и состав фтанитоидной толщи, и локально в ней появляются туфы и аргиллиты.

Нижняя и верхняя границы формации выражены четко. Подошва ее определяется по налеганию базального горизонта на различные породы девона, силура или на серпентинитовый меланж, а кровля – по появлению граувакк зилаирской свиты. Латеральные границы формации неопределимы из-за структурных особенностей региона. На западном крыле Зилаирского синклинория сихронные отложения представлены карбонатными толщами (Смирнов и др., 1974), в основании которых иногда прослеживаются кварцевые песчаники; это уже другая формация. Непосредственный переход между последней и рассматриваемой формациями не известен. На восточном склоне Южного Урала франский ярус имеет довольно сложное и изменчивое строение, но в ряде разрезов нижняя его половина в принципе довольно сходна с рассматриваемой формацией. Так, например, в разрезе у оз. Колтубан или у дер. Мукасово Первое выделяются две толщи: нижняя терригенная и верхняя кремнистая (Смирнов и др., 1974). Это, по-видимому, указывает на тесную пространственную связь франских (нижнефранских) отложений Сакмарской зоны с соответствующими отложениями восточного склона.

* * *

На этом мы заканчиваем рассмотрение ряда геосинклинальных формаций, слагающих Сакмарскую аллохтонную зону, и изложим выводы о седиментации, магматизме и истории бассейна в связи с тектоническим развитием региона. Основное внимание обратим на нижние геосинклинальные формации, так как они представлены много полнее и характеризуют ранние, наиболее интересные стадии геосинклинального развития.

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

Самое существенное влияние на образование осадков оказывали морфология бассейна и питание его осадочным материалом. И то и другое менялось на протяжении рассматриваемого отрезка времени, отражая главным образом изменение тектонического режима и вулканической деятельности.

При характеристике седиментации остановимся на трех вопросах: источниках осадочного вещества, механизме его разноса и отложения (генетические типы) и фациально-палеогеографической обстановке.

ОСАДОЧНОЕ ВЕЩЕСТВО И ЕГО ИСТОЧНИКИ

Терригенный материал. С точки зрения положения и природы "питающей провинции" выделяются две категории терригенного материала: поступавший с западного континента и возникший от разрушения внутрибассейновых поднятий. Пространственное распределение материала разного происхождения, его объем и вещественное выражение менялись во времени.

Континент поставлял как обломочный, преимущественно песчаный, материал, так и глинистый. Первый является преобладающим компонентом субплатформенной (грабеновой) формации. Во время образования следующих двух формаций (раннегеосинклинальных) в Сакмарский бассейн поступало главным образом глинистое вещество, а песок приносился лишь эпизодически. В верхних, девонских, формациях "континентальный материал" почти отсутствует (рис. 101). Пески принадлежат к типу слюдисто-кварцевых и аркозовых, что отражает сиалический состав пород питающей провинции (граниты, метаморфиты).

Внутрибассейновые поднятия давали обломочный материал более разнообразный, чем континент. Выделяются несколько его типов.

1. Полимиктовая зеленокаменная кластика, состоящая в основном из эффузивных, преимущественно основных, пород и соответствующего им кристаллического компонента; местами обильна примесь интрузивных пород (диабазы, габбро); в резко подчиненном количестве и не повсеместно присутствуют осадочные породы, обычно кремни, и кислые вулканические; в мелкой фракции встречаются серпентиниты, хромовая шпинель, эпидот. Возникла кластика от разрушения эффузивных толщ главным образом сугралинского и тарангульского комплексов, вмещающих интрузивные и субвулканические тела, а также осадочные образования. Локально в зону размыва выходили и серпентиниты. Рассматриваемый тип кластики характерен для верхов эффузивно-кремнистой (салтакская фация), олистостромовой формаций и айтпайского базального горизонта.

2. Вулканотерригенная кластика тоже образована эффузивными породами и соответствующими им кристаллами, однако посторонней примеси здесь почти нет. Каждое накопление характеризуется обломками одного типа пород (основные, средние либо кислые), причем часто имеющих сходную структуру и степень измененности. Залегают такие отложения среди вулканических толщ того же состава или вблизи них и, очевидно, являются продуктом разрушения местных вулканических построек, т.е. вулканотерригенным материалом. Он локаль-

но присутствует в сугралинском комплексе, но особенно характерен для гарангульского и утягуловского.

3. Кремневая кластика состоит из фтанитов и фтанитоидов, часто перекристаллизованных, трещиноватых, с кварцевыми жилками. Все это продукт размыва кремнистых, главным образом сакмарских толщ. Кремневая кластика появилась в заметном количестве со второй половины силура (херсонковский комплекс), существенное значение имеет в олистостромовой формации, отмечается в низах туфово-эффузивной и локально нацело слагает айтпайский горизонт.

4. Известняковая кластика характерна только для олистостромовой формации и является продуктом размыва местных известняков того же возраста.

5. "Сиалическая" кластика образована кварцем и калинатровым полевым шпатом (пертитовые аркозы). Она существенно отличается от других типов кластики внутрибассейнового генезиса и в принципе близка к "континентальному" обломочному материалу, являясь продуктом разрушения гранитов. Мы видели, что пертитовые аркозы имеют незначительное развитие; лишь на юге зоны аркозовый материал поступал здесь не с континента, а имел местный источник.

Обилие и разнообразие терригенных внутрибассейновых осадков определяется сложным и менявшимся рельефом бассейна, что обусловлено тектоническими причинами и вулканической деятельностью. Состав кластики показывает, что поднятия, ее поставлявшие, имели различную природу. Это были, во-первых, "тектонические кордильеры", где в зону размыва выводились ранее образованные местные породы (1-й и 3-й типы кластики); во-вторых, тектонические поднятия, на которых формировались отложения, размывшиеся при обмелении моря (4-й тип кластики); в-третьих, вулканические постройки (2-й тип кластики) и, в-четвертых, остатки сиалической коры (5-й тип кластики). Особенностью внутрибассейнового терригенного материала является малое количество глинистых продуктов, что резко отличает его от континентального.

В формационном ряду (см. рис. 101) наблюдается определенная тенденция изменения состава и происхождения терригенного вещества. Снизу вверх умень-

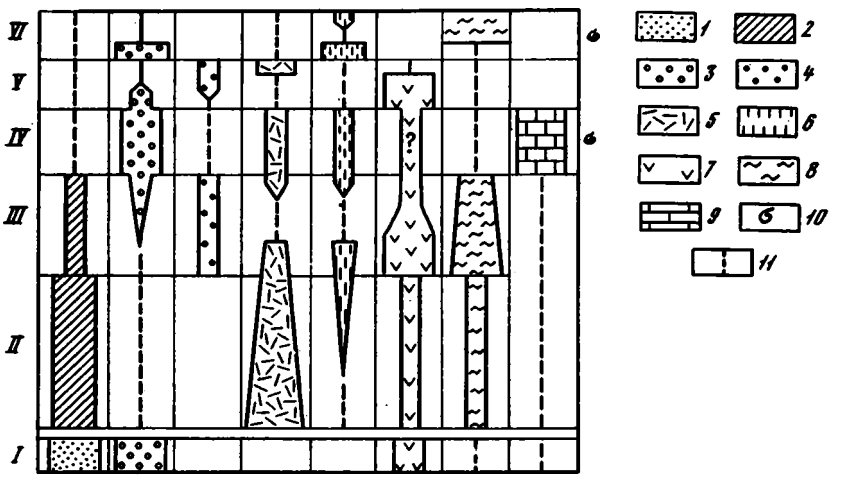


Рис. 101. Схема, иллюстрирующая значение веществ разного происхождения в формациях

Формации: *I* – эффузивно-терригенная, *II* – терригенно-кремнисто-туфовая, *III* – эффузивно-кремнистая, *IV* – олистостромовая, *V* – туфо-эффузивная, *VI* – туффито-кремнистая

1 – терригенный обломочный материал континентального происхождения; *2* – преимущественно глинистый материал того же происхождения; *3* – терригенный материал внутрибассейнового происхождения; *4* – вулканотерригенная кластика; *5* – кислая гефра; *6* – средняя и основная гефра; *7* – лавы основного состава; *8* – кремнезем; *9* – известковый материал; *10* – заметное присутствие серпентинитов в обломочной фракции; *11* – незначительное количество материала

шается роль продуктов континентального смыва и возрастает количество внутрибассейновой кластики.

Вулканокластический материал. Эксплозивные вулканы поставляли большие массы осадочного материала в виде рыхлых продуктов эруптий или тефры. Характер ее определялся составом расплава и типом извержения. Установить последний можно лишь приблизительно и даже условно, так как отложений, близких к вулканам фаций, почти не сохранилось. Нельзя точно оценить и объем разных компонентов тефры, так как она не только слагает самостоятельные слои, но и рассеяна, входя в состав других осадков, причем, как мы видели, бо́льшая часть ее преобразована в различные минеральные агрегаты.

Кислые продукты эксплозий (липаритовые, дацитовые) представлены пемзой, витрическим пеплом и кристаллами (плагиоклазы, кварц). Это главные ее составляющие; литическая фракция обычно имеет резкоподчиненное значение, что, по-видимому, определяется главным образом типом извержений, но отчасти и удаленностью наблюдаемых отложений от вулканических центров. Обилие витрического пепла, пемзы и кислый их состав указывают на вязкую газонасыщенную магму, а малое количество резургентного компонента – на сравнительно неглубокое расположение очага. Скорее всего это свидетельствует о типе извержений, близком к пелейскому и вулканскому. Кислая тефра особенно характерна для терригенно-туфово-кремнистой формации, меньшее значение имеет в вышележащих, где, однако, локально дает значительное накопление.

Андезитовая тефра разнообразнее по характеру фрагментов и изменчивее по их набору. Она образована пемзой, витрическим пеплом, лапиллями (лавовые капли и "лохмотья") и кристаллами (плагиоклазы, местами также роговая обманка, пироксены); в основном это свежий ювенильный материал. Вместе с ним, и иногда в большом количестве, присутствует резургентный, локально образующий почти чистые накопления (ксенотуфы). Это свидетельствует об эруптиях, начинавшихся при закупоренном жерле. Состав материала позволяет предположить вулканский и стромболианский типы извержений. Андезитовая тефра присутствует почти во всех формациях (см. рис. 101), но общий объем ее сравнительно небольшой; в осадочном процессе она часто смешивалась с липаритовой и дацитовой тефрой, причем иногда все они были связаны с одним вулканом.

Базальтовая тефра[1] имеет несравненно меньшее распространение и в заметном количестве присутствует лишь в туфо-эффузивной формации. Главный компонент тефры: шлаковые фрагменты, лапилли и бомбы (ювенильный материал); кристаллическая фракция бедная. Расплав здесь отличался меньшей вязкостью: очевидно, эруптии проходили при открытом жерле и местами сопровождались лавовым фонтанированием. Вероятно, мы имеем дело здесь со стромболианским типом извержений.

Кроме тефры, в бассейн поступало некоторое количество гиалокластики, возникавшей преимущественно при подводных эруптиях основного расплава. Оценить ее объем невозможно. Грубый материал концентрировался вблизи вулканических центров, более же тонкий рассеивался, смешиваясь с другим осадочным веществом, и, будучи нестойким, легко изменялся, главным образом в хлорит. Появление гиаклокластики связано с эффузивно-терригенной, эффузивно-кремнистой и туфо-эффузивной формациями, возникшими в период очень активных подводных излияний.

Эксгалятивно-гидротермальные продукты. К ним принадлежит какая-то часть кремнезема, железа, марганца и фосфора. Кремнезем, как мы видели, очень обилен, но оценить вулканогенную долю здесь невозможно даже приблизительно. По-видимому, главная масса его заключена в яшмах. Железо и марганец рассеяны в кремнистых и глинистых туффитовых осадках, а также образуют небольшие рудные накопления в яшмах. Их геохимические особенности (железо-марганцевый модуль, характер сопутствующих малых элементов) свидетельствуют о вулканогенном источнике. Часть фосфора тоже, вероятно,

---

1 Гиалокластика в базальтовую тефру не включена.

поступала с вулканическими эксгаляциями. На это указывает присутствие фосфатов в вулканогенно-осадочных рудах марганца, а также в виде прожилок среди эффузивных пород.

Эксгалятивно-гидротермальные продукты концентрируются в формациях, где много спилитов, причем обычно располагаются над сплошными эффузивными толщами, отражая моменты прекращения или временного затухания излияний. Особенно характерны они для эффузивно-кремнистой формации.

Гидрогенный компонент. Мы относим к нему вещества, извлеченные из общего запаса веществ гидросферы, утративших связь с первичными источниками. Это главным образом кремнезем и карбонат кальция; меньшее значение имеют фосфаты и другие "биогенные элементы". В осаждении кремнезема бо́льшая роль принадлежит радиоляриям, меньшая – губкам, а в осаждении карбо́ната кальция – разнообразным бентосным беспозвоночным и известковым водорослям. Органическое вещество здесь относится к типу морского, планктонного (Страхов, 1963), связанного с жизнью в самом бассейне; общая масса его невелика, но достаточна, чтобы повлиять на облик отложений (черные аргиллиты, фтаниты) и диагенетические процессы. Во времени все эти вещества накапливались неравномерно. Кремнистые осадки широко распространены в ордовике, но особенно характерны для силура и франского века, а карбонатные – для кобленца и раннего эйфеля.

Если рассматривать весь ряд формаций (см. рис. 101), то нетрудно заметить, что, хотя в них присутствуют сходные вещества, объем их очень различен и для каждой формации характерен вполне определенный набор материалов (петрофонд), определяющий ее состав и облик.

НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

Прежде чем перейти к рассмотрению физико-географической обстановки седиментации, остановимся кратко на некоторых генетических типах отложений, характерных для Сакмарского бассейна и, вероятно, геосинклинальных морей вообще. Мы не будем здесь давать определения понятий "генетический тип отложений", так как, развивая идеи А.П. Павлова, это делали многие специалисты по фациальному анализу. В конечном счете каждый генетический тип объединяет отложения, возникшие в результате деятельности того или иного природного агента, "работающего" в определенной физико-географической обстановке. Механизм, динамика переноса и отложения материала при этом приобретают важнейшее значение, проявляясь в структурно-текстурных особенностях осадка.

В рассмотренных формациях обращают на себя внимание следующие генетические типы отложений: олистостромы, различные виды турбидитов, отложения пирокластических потоков, контуриты.

ОЛИСТОСТРОМЫ

Термин "олистострома" был введен лишь в начале шестидесятых годов, хотя отложения, рассматриваемые сейчас как олистостромы, давно обращали на себя внимание и описывались под разными названиями. Критический анализ представлений об олистостромах дан недавно Ф.Ж. Хадемекером (Hoedemaeker, 1973), показавшим, что в определении этого понятия царит довольно большой хаос. Кроме терминологических вопросов, в работе уделено большое внимание причинам, порождающим олистостромы, и их соотношению с другими родственными генетическими типами отложений (турбидиты). Как известно, под олистостромами обычно понимают подводные обвально-оползневые хаотические накопления, так или иначе связанные с тектоникой. Тектонические перемещения масс, особенно надвиги, сами иногда образуют хаотические нагромождения (меланжи), похожие на олистостромы. В ряде случаев установлена пространст-

венная и генетическая связь между ними. Поэтому иногда встает вопрос, следует ли относить олистостромы к категории осадочных или тектонических образований, тем более что не всегда ясна действительная природа того или иного накопления. И хотя большинство исследователей считают, что олистостромы имеют осадочное происхождение, это не общепринятый взгляд. Едва ли можно согласиться с тем, что олистостромы не являются осадочными образованиями, но, несомненно, среди последних они занимают особое положение. Слагающий их обломочный материал перемещался не движущейся средой (вода, воздух), а под непосредственным влиянием гравитации, и поэтому возникающие отложения определяются иногда как "автокинетические осадки" или "гравитационно перемещенные" образования (Kuenen, Sanders, 1956; Sanders, 1965).

Олистостромы широко распространены в геосинклинальных формациях и весьма разнообразны по составу и структуре, мощности, взаимоотношению с вмещающими толщами. Пожалуй, единственный признак, устойчиво сохраняющийся во всех описаниях, – это "двумодальный состав" отложений (наличие связующей массы и крупных обломков) и хаотичное строение.

В Сакмарской зоне олистостромы встречаются довольно часто. Они присутствуют в косистекском и херсонковском (салтакская толща) комплексах, но особенно характерны для шандинской свиты.

1. Косистекские олистостромы (микститы) распространены нешироко и обычно имеют небольшую мощность (до 50 м). Они состоят из материала только косистекского комплекса. Среди них различаются три структурных типа.

Первый тип – это хаотическое нагромождение слабо окатанных обломков размером от долей сантиметра до 60 см.

Особенностью отложений являются скудность и мелкообломочный состав связующей массы, заполняющей лишь промежутки между соприкасающимися крупными фрагментами и имеющей тот же петрографический состав, что и последние. Залегают такие грубообломочные горизонты среди тонких кремнистых туффитов.

Второй тип характеризуется обильной связующей массой, представленной гравием и песком разной зернистости, иногда с примесью пирокластики; характерно отсутствие пелитовой фракции. "Беспелитовый" состав отличает рассматриваемые олистостромы от большинства подводно-оползневых образований, описанных из различных складчатых систем. В гравийно-песчаной массе хаотически сгружены угловато-окатанные валуны, глыбы и отторженцы того же состава, что и материал связующей массы. Обращает на себя внимание присутствие линзовидных песчаных и гравийных отторженцев, обычно стратифицированных; местами видно, как они, разрушаясь, переходят в связующую массу. Иногда наблюдается обогащение нижней части олистостромовых горизонтов глыбами и отторженцами, количество и размер которых уменьшаются вверх по разрезу, а вблизи кровли они вообще исчезают. Контакты таких горизонтов с вмещающими породами резкие и четкие. Ассоциируют олистостромы с тонкозернистыми породами или туфами разной зернистости.

Для третьего типа также характерна обильная связующая масса, но сложена она алеврито-глинистым веществом, в котором беспорядочно рассеяны угловато-окатанные гравий, галька и редкие валуны; глыбы и отторженцы здесь отсутствуют. Обычно нижние контакты отложений резкие, а кверху они постепенно сменяются гравийно-песчаными накоплениями с отчетливой градационной сортировкой материала.

Все рассмотренные типы косистекских олистостром формировались эпизодически в пределах сильно расчлененного вулканического склона в результате обвально-оползневых явлений. Грубый материал испытал некоторую обработку в мелководной зоне, но отложился уже в пределах развития тонких илов. Основными факторами, стимулировавшими указанные явления, были высокая сейсмичность территории и эксплозивность ордовикских вулканов. Олистостромы первого типа отмечают либо наиболее сильные обвалы и оползни, либо места, относительно приближенные к участкам накопления больших масс особенно грубого

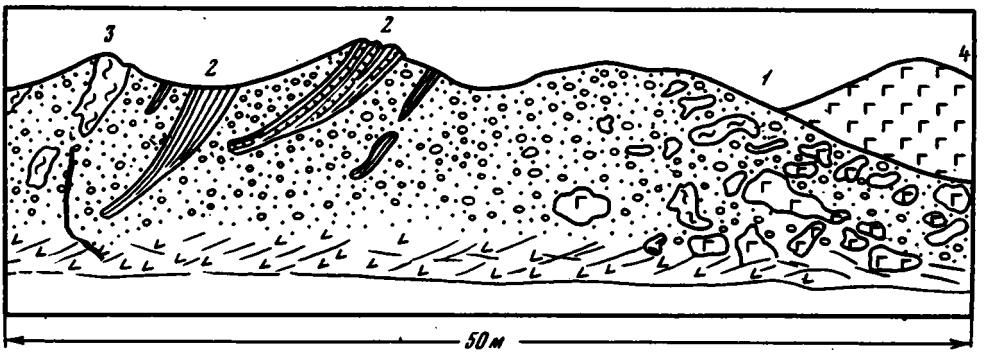


Рис. 102. Строение Салтакской олистостромы (рисунок с обнажения)
1 – грубый микстит с глыбами зеленокаменных (г) и кремнистых пород; *2* – песчано-спонголитовые, *3* – кремнистые отторженцы; *4* – зеленокаменный массив

материала на побережье и вулканическом шельфе, откуда он выносился на склон. Соответственно другие типы олистостром отражали либо меньший масштаб оползня, либо гранулометрическую неоднородность обломочных отложений шельфа. Формирование глинисто-галечных горизонтов (третий тип) происходило при оползании больших масс глинистых отложений, по-видимому, содержащих прослои песчаного и галечного материала. При этом во время перемещения по склону стратификация была почти полностью нарушена.

2. Среди олистостром херсонковского комплекса встречаются те же три типа, что и среди косистекских. Но большим распространением пользуются только песчано-глыбовые микститы (с.100), и поэтому только на них мы и остановимся. Они тоже образованы местным (силурийским) обломочным материалом, но петрографически более разнообразным. Подчеркнем следующие их особенности.

1) Почти полное отсутствие пелитовой фракции в связующей массе, состоящей из смеси, в разных пропорциях, песка, гравия и галек.

2) Форма крупных обломков позволяет выделить среди них две категории. Во-первых, неправильно-изометричные или плоские глыбы с четкими контурами, попавшие в олистострому в виде обломков твердых, перекристаллизованных и метаморфизованных пород; во многих глыбах сохранились следы интенсивной тектонизации (кливаж, будинаж, брекчирование, деформированность)[1]. Во-вторых, линзовидные и пластообразные песчаные и гравийные отторженцы, часто слоистые, причем можно наблюдать, как материал отторженца становился частью связующей массы.

3) Состав связующей массы в общем одинаков с составом крупных обломков; преобладают кремнистые и зеленокаменно измененные изверженные породы (спилиты, диабазы, габброиды), а в мелкой фракции – и продукты их дезинтеграции (фрагменты кристаллов); весь этот обломочный материал принадлежит к одной эффузивно-кремнистой формации. Характерна небольшая примесь серпентинитовых зерен.

4) Часто наблюдается изменение в строении олистостромы от подошвы к кровле (рис. 102). Внизу она наиболее грубая, насыщенная крупными валунами и глыбами; кверху связующей массы становится все больше и размер глыб уменьшается. Нередко при этом происходит и изменение состава фрагментов. Обычно внизу преобладают изверженные и вулканотерригенные породы, а выше увеличивается количество кремней, причем иногда смена состава происходит довольно резко. Крупные олистостромовые горизонты имеют двучленное строение. Нижняя их часть образована глыбовым микститом; галька, валуны и глы-

[1] Это заметно отличает обломки от таковых косистекских олистостром, где первичная "тектонизация" отсутствует.

бы здесь образуют хаотический свал (микстит первой разновидности). Верхняя часть состоит из более мелкообломочного материала, обычно песка, в рыхлой беспорядочной массе, которого заключены крупные линзовидные отторженцы слоистых отложений (микститы второй разновидности).

5) Мощность олистостромовых горизонтов сравнительно небольшая (до 100 м), несмотря на обилие в них грубого материала.

Все эти данные позволяют следующим образом интерпретировать условия образования олистостром. Формирование глыбовых горизонтов (микститы первой разновидности) происходило вблизи внутрибассейновых поднятий, образованных силурийскими кремнистыми и магматическими породами. Поднятия эти могли быть и подводными, но местами представляли собой отмели и острова, часто с крутыми обрывистыми склонами, вблизи которых возникали осыпи и обвалы. Разрушавшаяся порода было тектонизирована и метаморфизована, что свидетельствует о тектонической природе поднятий. Небольшой объем обломочного материала и его состав, указывающий на то, что уровень эрозии не выходил за пределы одной формации, а также тенденция к разделению вулканогенной и кремневой кластики не позволяют предполагать существование обширных складчатых сооружений. Очевидно, это были сравнительно небольшие, но крутые кордильеры, быстро возникавшие в результате надвигов и сбросов. Характерно, что в зону размыва выходили и серпентиниты, но нигде не было сиалических пород или пород косистекского комплекса. Грубый материал попадал в зону песков и алевритов. Затем все эти отложения, очевидно сползая по склону, образовали хаотическую смесь, в которой лишь изредка сохранялись следы первичной стратификации. Эта беспорядочная смесь похожа на меланж, но отличается отсутствием сланцеватости, кливажа, тектонического брекчирования и изменением гранулометрии в разрезе и на площади.

Верхняя часть олистостромовых горизонтов (микститы второй разновидности) имеет существенно иное строение. Грубый валунно-глыбовый материал здесь исчезает. Очевидно, кордильера в это время была уже снивелирована и лишь эпизодически поставляла песчано-гравийную кластику, попадавшую в область распространения глинисто-пеплово-кремнистых осадков. Но спокойное формирование всех этих отложений часто нарушалось оползнями. Четко стратифицированная толща при этом превращалась в беспорядочную массу с крупными линзовидными слоистыми отторженцами. Если в нижней части олистостромы глыбы и блоки происходят из дислоцированных и перекристаллизованных пород кордильеры, то в верхней отторженцы представляют собой оползшие остатки местных бассейновых отложений, сохранившиеся от разрушения. Несмотря на такие различия, олистостромовый горизонт в целом – это единое образование, возникшее на склоне активного тектонического поднятия.

Внутреннее строение олистостром во многом, по нашим представлениям (Руженцев, Хворова, 1973), определялось водонасыщенностью гравийно-песчаных пластов, переслоенных плотными пелитоморфными осадками (аргиллиты, кремни); последние в момент оползания были затвердельми и дробились на угловатые куски и плитки. Песок и гравий вместе с пластовой водой увлекались в трещины и проникали в пространство между твердыми обломками, формируя связующую массу олистостромы. Отметим в этой связи, что многими исследователями отмечалась ассоциация с подводно-оползневыми горизонтами песчаных даек, силлов и грязевых вулканов.

3. Шандинские олистостромы тоже представляют собой двумодальные микститы (с. 141), отличающиеся от рассмотренных выше составом обломочного материала и некоторыми структурными особенностями. Обломочный материал здесь в петрографическом отношении очень разнообразен и представлен различными силурийскими и местными девонскими породами. Среди последних преобладают известняки, встречающиеся во всех фракциях – от песка до огромных глыб. Связующая масса в одних случаях песчано-галечная, в других – алевропелитовая. Мощность микститовых горизонтов небольшая – от первых метров до 50 м. Нередко можно наблюдать их чередование с пачками слоистых бескарбонатных тонкозернистых пород, причем иногда видны оползневые контакты

в подошве микститов; тонкозернистые осадки, залегающие ниже последних, часто выдавливаются под весом вышележащих глыб и "вовлекаются" в связующую массу оползневого горизонта.

Как показано, обломочные породы с линзами известняков формировались на мелководных участках, рядом с которыми располагались депрессии. Общая обстановка седиментации была неспокойной, и массы обломочного материала, как и известняковые сооружения, с отмелей часто сползали в депрессии. Можно найти переходы от слабо нарушенных горизонтов, где четко сохранилась стратификация, к беспорядочной хаотической смеси. Причиной оползания были, очевидно, как тектонические движения, так и землетрясения, сопровождавшие эксплозивный вулканизм, весьма активный в то время; в таких условиях расчлененный подводный рельеф благоприятствовал развитию оползней и обвалов. Вместе с тем общий объем обломочного материала здесь невелик, что указывает на отсутствие горного рельефа, который бы питал бассейн большим количеством терригенных осадков. Очевидно, это была зона с островами и подводными отмелями.

Материал шандинских олистостром слагает существенную часть серпентинитового меланжа, а сами они в мелкой фракции содержат серпентинитовые фрагменты. Это может свидетельствовать о большой роли тектонического фактора в формировании и "шандинского" рельефа, и подводных оползней. Здесь наблюдается комплекс взаимосвязанных образований: мелководные известняково-обломочные отложения, олистостромы и меланж; при этом олистостромы "питались" мелководными осадочными отложениями и сами "питали" меланж. Олистостромообразование как бы предшествовало образованию меланжа.

Итак, есть две категории олистостром: "моноформационного состава" (материал одной вмещающей формации) и "полиформационного состава" (материал не только "своей", но и других формаций). К первой относятся косистекские и херсонковские олистостромы, ко второй – шандинские. В каждой из них на основании размерности наиболее крупной фракции выделяются галечные, валунные и глыбовые разности. Кроме того, различаются бесцементные, гравийно-песчаные и алевропелитовые олистостромы. Очевидно, последний признак (состав и количество связующей массы) – главный показатель характера перемещения оползающей массы.

ОТЛОЖЕНИЯ ПОДВОДНЫХ ПОТОКОВ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Общие сведения. Автокинетическое перемещение масс не ограничивается оползнями и обвалами. Хотя созданные ими отложения чрезвычайно выразительны и часто отражают тектоническую обстановку осадкообразования, как седиментационные агенты большее значение имеют потоки осадка (mass-flow) разной плотности. В определенных условиях они перемещают большие массы шельфового обломочного материала, переотлагая его в глубокой части бассейна среди гемипелагических и пелагических илов. В отличие от обычных донных течений, обломки здесь движутся не перекатыванием и волочением по дну, а перемещаются совместно над дном в виде единой массы осадка. Обычно такой транспорт связывали только с суспензионными или турбидными течениями, обладающими турбулентным режимом. Однако эксперименты, теоретические расчеты и полевые наблюдения показали, что это не единственный вид автокинетических потоков. Кроме них, установлены вязкие пастообразные потоки (slurry-flow), существенной частью которых является глинистая фаза, и зерновые потоки (grain-flow), обычно песчаные или гравийные, с незначительным количеством глинистой фракции; между обоими типами существуют переходные разности. Все эти потоки отличаются от турбидных большей плотностью, ламинарным или слаботурбулентным режимом и относятся к типу инерционных (Carter, 1975). Особенности транспортировки не могут не сказаться на конечном про-

дукте – осадке, но в ряде случаев генетическая интерпретация конкретных отложений затруднительна и субъективна, что нельзя не принимать во внимание. Это связано с тем, что изучение механизма современных подводных гравитационных перемещений материала сопряжено с очень большими трудностями и основная информация получена из экспериментов, расчетов и частично наблюдений над наземными объектами, данные которых экстраполируются на подводные условия. Кроме того, по мере движения поток может существенно менять свой режим, переходя из одного типа в другой, что скажется на составе и строении осадка, затрудняя его генетическую интерпретацию.

Прежде чем перейти к характеристике конкретного материала, кратко остановимся на сложившихся представлениях о главных типах автокинетических потоках осадков и фациальных условиях их формирования.

Пастообразные потоки способны переносить крупные обломки, и поэтому обычно с ними связывают происхождение различных брекчий с обильным глинистым матриксом и валунно-глинистых накоплений (pebbly-mudstones). В изученных разрезах такие отложения встречаются редко, и они отнесены нами к олистостромам (третий структурный тип).

Отложения зерновых потоков (песчаных, гравийных) имеют разную гранулометрию, но обломки размером мельче крупного алеврита для них не характерны. В них мало или почти нет пелитового материала, кроме захваченного во время движения донного ила; считается, что при появлении глинистой примеси в количестве более 10% отложение следует уже рассматривать как возникшее из пастообразного (или турбидного?) потока. Сортировка материала плохая, и, по данным некоторых исследователей (W. Schlager, M. Schlager, 1973), постепенного уменьшения медианного размера фрагментов от подошвы к кровле, свойственного турбидитам, не наблюдается, так же как в этом направлении содержание пелитовой фракции не возрастает. Иначе говоря, graded bedding здесь отсутствует или выражена неясно, а иногда происходит увеличение размерности от подошвы к кровле. К образованиям зерновых потоков относят также песчаники, встречающиеся в некоторых флишевых и флишоидных толщах, имеющие маятниковое строение: наиболее грубый материал сконцентрирован здесь в средней части пласта. Было высказано предположение (Sanders, 1965), что такая текстура связана с потоком инерционного типа, а не с турбулентной суспензией. Подошвенные знаки в отложениях зерновых потоков представлены слепками нагрузки (load casts), знаков же течений не наблюдалось.

Анализируя механизм отложения материала зерновых потоков, Р. Картер (Carter, 1975) предложил две модели. Согласно первой, происходит быстрое и одновременное отложение ("застывание") всего слоя. Согласно второй, поверхность отложения проходит внутри движущегося потока и выпадение осадка не одновременно во всем слое. Если эта поверхность постепенно мигрирует кверху, можно ожидать появления относительно гомогенного пласта, если же эта миграция спазматична вследствие неоднородности потока, пласт будет сложным, состоящим из нескольких слоев.

Отложения зерновых потоков пространственно и генетически тесно связаны с турбидитами (Hampton, 1972). Более того, есть основание считать, что нижний член турбидитов, а также многие проксимальные турбидиты возникли не из турбулентной суспензии, а из потоков инерционного типа. В свое время для подобных отложений был предложен термин "флуксотурбидит" (Dzulynski et al., 1959). По поводу этого термина существуют разногласия. Одни (W. Schlager, M. Schlager, 1973) считают возможным все отложения зерновых потоков определять как флуксотурбидиты, другие (Carter, 1975) этот термин используют только для осадков, непосредственно связанных с турбидитами, а третьи предлагают его вообще устранить.

Суспензионные потоки образуют отложения, получившие, как известно, название турбидитов. Они изучены очень подробно, и им посвящена огромная литература. А. Бума (Bouma, 1962), обобщив большой материал, дал фациальную модель строения турбидита, широко теперь используемую как сравнительный

эталон. Напомним, что полный разрез турбидита представляет собой многослой, имеющий следующее строение (снизу вверх):

A – базальный песчаник, иногда с гравием и галькой; в нем с разной контрастностью выражена прямая градационная слоистость, хотя иногда она отсутствует.

B – нижний интервал с параллельной слойчатостью, обусловленный чередованием слойков, более или менее обогащенных глиной.

C – интервал с мелкой потоковой слойчатостью, часто осложненный в средней части деформациями (конволютность).

D – верхний интервал с параллельной слойчатостью.

E – пелитовый осадок. Контакт между D и E постепенный. В целом, несмотря на некоторые осложнения, имеет место общее уменьшение гранулометрии от подошвы к кровле многослоя. Такое строение характерно лишь для относительно мощных турбидитов, чаще же они неполные из-за выпадения либо нижних (A и B), либо верхних слоев. Модель Бумы создана на основе флишевых отложений, для которых характерна быстрая аккумуляция больших масс терригенного материала.

В океанах среди гемипелагических и пелагических осадков, как известно, обнаружены песчаные и даже гравийные отложения. Одни из них соответствуют упомянутой модели (встречаются как полные, так и сокращенные многослои), другие существенно от нее отличаются.

Особенно характерны океанические песчаные накопления для подводных долин и кальонов, расположенных на внешней части шельфа, континентальном склоне, а также для вееров континентального подножия. На основании изучения глубоководных вееров Калифорнийского побережья была дана фациальная модель (Haner, 1971). В пределах веера выделены верхняя, средняя и нижняя (дистальная) зоны. Для первой характерны врезанные, крутостенные относительно глубокие каналы, где отлагаются более грубые пески, иногда с галькой, массивные или градированные; так как из каналов в сторону обломочный материал обычно не выносится, пески соседствуют с тонкими глинистыми осадками, которые отлагаются и в самом канале после прохождения песчаного потока; здесь, таким образом, возникают двучленные "многослои". В каналах средней зоны тоже развиты пески с градационным строением, но менее грубые; характерны текстуры размывов и заполнения; песчаный и алевритовый материал частично выносится за пределы канала, формируя сложно построенные многослои, отвечающие модели Бумы. То же происходит и в нижней зоне, причем в дистальной ее части в отложениях каналов увеличивается количество алеврита и появляются сложные многослои (ABE, BCDE, BCE и BE). В целом с удалением от вершины веера и в сторону от осей каналов отложения становятся текстурно сложнее и редуцируются в результате "выпадения" нижнего слоя. Хотя детали распределения осадков в различных веерах неодинаковы, общая тенденция сохраняется.

Так, предложенная модель использовалась при изучении некоторых глубоководных вееров Атлантического побережья Северной Америки, в частности Хаттерасского веера (Cleary, Conolly, 1974). Сейчас вся поверхность его покрыта слоем (10–100 см) алевритистой глины, и по крайней мере несколько тысяч лет здесь господствовала спокойная седиментация. Под этим илистым покровом развиты переслаивающиеся пески, алевриты и глины. Среди них выделено несколько ассоциаций, относящихся к разным участкам веера.

1. На возвышенностях, разделяющих каналы, это глины с небольшими (25 см) песчаными прослоями и пластами (1,5 м), состоящими из глинистой массы с рассеянными гальками того же состава. В песчаных прослоях отмечается градационное строение, а в алевритах – тонкая горизонтальная и косая слоистость. Многослои, соответствующие модели Бумы, обычно отсутствуют, хотя в некоторых кернах отмечается близкая к ней последовательность.

2. В каналах количество песчаных слоев, развитых среди глин, наибольшее: они составляют до 60% разреза. Песчаники как массивные, так и с градационной текстурой; иногда выше последних появляются небольшие слои алевролита

Рис. 103. Аркозовый песчаник (флюксотурбидит) с отчетливым градационным строением

Увел. 0,6; кураганская свита; овраг Арба

с горизонтальной и косой слоистостью. В целом, однако, для каналов характерны одночленные песчаные пласты, чередующиеся с глиной (AE).

3. На банках, расположенных в каналах, разрез представлен чередованием глин (10–100 см) и песчаников (10–200 см) – средне– и мелкозернистых.

4. Дистальная часть веера образована в основном глинами с небольшим количеством алевритовых прослоев. Однако здесь изредка встречаются мощные (2,5 м) слои средне–мелкозернистых песчаников, интерпретируемых как остатки прежних каналов. Рассмотренные отложения относятся к средней и нижней частям веера; глубины местами достигают 5 км.

Мы привели их краткую характеристику потому, что они дают представление о латеральной изменчивости и особенностях стратификации глубоководных песчаных накоплений. Подчеркнем, что в каналах не только увеличивается количество песчаников, но они нередко имеют массивное строение и обладают признаками, характерными для зерновых потоков. Отложения последних мы в дальнейшем будем определять как флюксотурбидиты, так как пока нет другого, более отвечающего понятию термина для этого генетического типа.

Флюксотурбидиты. Среди изученных формаций они представлены двумя главными разновидностями, различающимися положением источников питания (континент и внутрибассейновое поднятие).

Приконтинентальные флюксотурбидиты развиты в кураганском и сакмарском комплексах и представлены, как мы видели, слюдисто-кварцевыми и аркозовыми песчаниками разной гранулометрии – от грубо– до мелкозернистых. Сортировка плохая, но с уменьшением размерности улучшается. Изредка попадаются обломки иглокожих и плоские осколки аргиллитов. Пелитовый материал отсутствует, или его очень мало. Строение пластов различное. Одни из них массивные грубо– или мелкозернистые, без заметной внутренней текстуры, с резкими нижней и верхней границами; мощность их 2–5 м; залегают среди пелитоморфных кремнистых или глинистых осадков. Другие обладают четко выраженным градационным строением (рис. 103), изменяясь от грубо– до мелкозернистых, но из-за сложной дислоцированности нельзя быть уверенным, является ли оно прямым (грубый материал в основании) или обратным; оба контакта резкие; мощность 1–2 м; залегают среди глинистых осадков. Кроме того, встречаются сложные пласты и пачки, представляющие чередование грубозернистых гравийных песчаников с песчаниками мелкозернистыми (рис. 104), причем иногда между ними прослеживается небольшая переходная зона, где в мелкозернистой породе рассеяны крупные зерна, вплоть до гравийных. В основании грубых прослоев изредка отмечаются следы размывов. Песчаные пачки достигают 5–6 м и чередуются с алевритистыми аргиллитами и глинистыми сланцами.

Рассмотренные песчаники развиты, как мы видим, среди относительно глубоководных отложений и локально обогащают некоторые интервалы разреза.

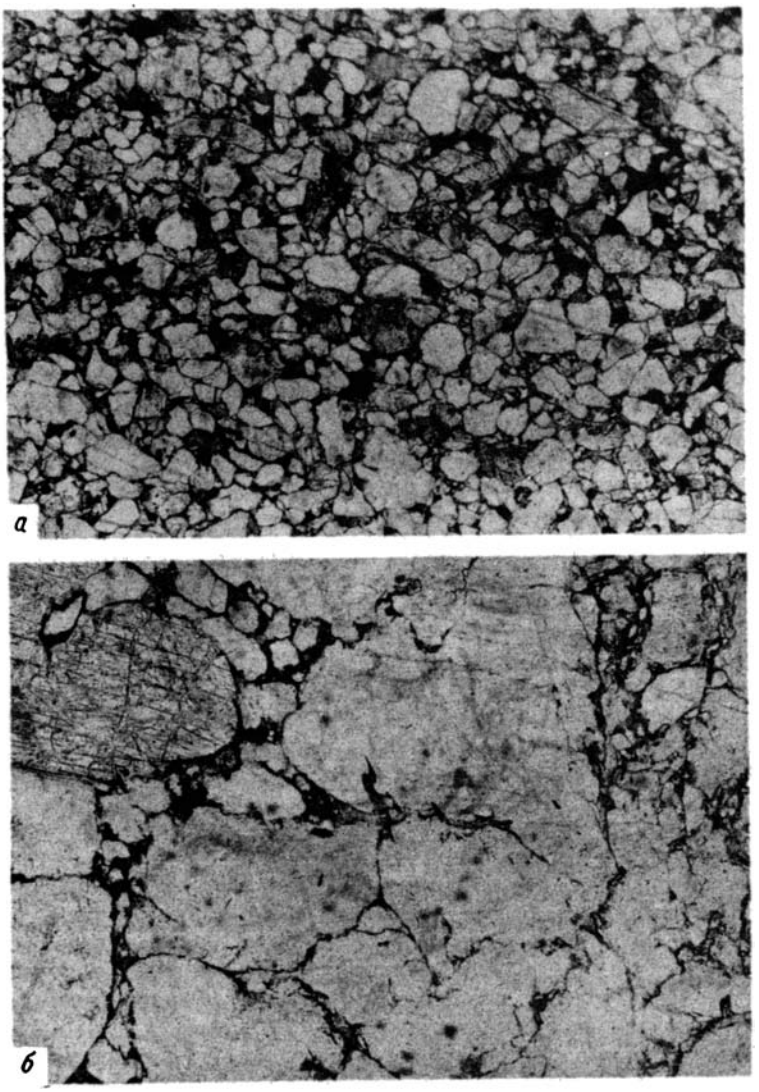


Рис. 104. Аркозовые песчаники (флуксотурбидиты)
а – мелкозернистый; *б* – крупнозернистый. Увел. 20; ник. 1

Структурно-текстурные особенности отличают их от турбидитов. В то же время они обладают признаками, которые свойственны отложениям песчаных потоков, и поэтому могут быть отнесены к флуксотурбидитам. Так как здесь много грубозернистых пород, образующих мощные пласты, то есть основание считать их возникшими сравнительно близко от источника обломочного материала. Вероятно, они формировались в каналах и долинах континентального склона или у его подножия, в верхней части веера.

Прикордильерные флуксотурбидиты довольно широко распространены в херсонковском комплексе, хотя встречаются и в других. Они представлены как кремневыми, так и зеленокаменными обломочными породами, причем среди них выделяются более или менее грубые отложения: проксимальные и дистальные флуксотурбидиты.

К первым мы относим гравелиты, иногда галечные, мелкообломочные брекчии и крупнозернистые песчаники. Сортировка материала плохая и средняя, улучшаясь с уменьшением общей размерности материала. Характерно отсутст-

вие пелитовой связующей массы. Мощность пластов большая, обычно 0,5–5 м. Строение их различно: многие пласты массивны с беспорядочным расположением обломков; в других наблюдается маятниковая текстура (концентрация наиболее крупной фракции в средней части пласта); в третьих отмечается градационное строение: переход гравелита (или брекчии) в песчаник или гравийного песчаника в мелкозернистый, причем грубая порода всегда слагает большую часть пласта. Изредка можно видеть быстрое уменьшение мощности гравелита и прилегание к его наклонной поверхности пелитоморфных глинистых и кремнистых пород.

Ко вторым, дистальным, флуксотурбидитам отнесены песчаники от крупно- до мелкозернистых. Они также лишены пелитовой составляющей, сортировка материала в них от средней до хорошей, улучшаясь с уменьшением размерности. Мощность пластов обычно от 10–15 см до 0,5 м. Строение и внутренняя текстура их разнообразны (Хворова, 1974а). Встречаются пласты однородные или с нерезко выраженной горизонтальной слойчатостью, а также с маятниковым и градационным (прямым и обратным) распределением материала, однако последних сравнительно немного. Характерны сложные пласты, в которых чередуются песчаники разной зернистости, причем границы между ними резкие и переходные зоны отсутствуют; часто отмечается контрастность в чередовании: крупнозернистый прослой контактирует с мелкозернистым. Наблюдается чередование как без закономерной последовательности, так и "упорядоченное" или ступенчато-градационное, при котором внизу расположен самый крупнозернистый слой, кверху сменяющийся все более мелкозернистыми. Нижние контакты с пелитоморфными осадками очень резкие – ровные или волнистые, осложненные мелкими (0,5–2 см), пологими впадинами, заполненными песчаным материалом, выклинивающимся на возвышениях (текстуры размыва и заполнения). Верхние контакты чаще ровные, резкие, но в слоях с градационным распределением материала – неясные, связанные с постепенным переходом песчаника в аргиллит (возможно, такие слои относятся к дистальным турбидитам). Нигде в породах не отмечалось волнистой или потоковой слоистости.

Текстурные и структурные особенности рассмотренных отложений не позволяют связывать их с обычным для мелководья разносом материала путем волочения и перекатывания. С этим согласуется и развитие песчаников среди относительно глубоководных пелитоморфных пород. Вместе с тем такие отложения нельзя отнести к турбидитам; суспензионные потоки дают иной тип осадка. Остается предположить, что мы имеем дело с образованиями либо зерновых инерционных потоков, либо обычных глубоководных донных течений. Очевидно, мощные и грубые разности (гравелиты, брекчии, крупнозернистые песчаники) нельзя связывать с последними; по сумме признаков они отвечают сложившимся представлениям об осадках зерновых потоков – флуксотурбидитов (незначительное содержание пелита, лишь спорадическое появление градационной слоистости, маятниковая стратификация). Что касается происхождения менее мощных и грубых песчаников, то здесь возникает альтернатива: формировали ли их инерционные потоки или донные течения. Отсутствие следов течений (косая слоистость, знаки ряби), а также тесная структурная и пространственная связь с грубыми флуксотурбидитами позволяют остановиться на первой альтернативе. Логично допустить, что рассматриваемые осадки являются дистальной фацией флуксотурбидитов. Обращает на себя внимание присутствие сложных пластов: это согласуется с упоминавшейся выше моделью Картера для формирования отложений зерновых потоков. Придя к такому заключению, мы тем не менее не исключаем, что среди отложений, интерпретируемых как дистальные флуксотурбидиты, есть осадки и донных течений, и суспензионных потоков (в частности, возможно, к ним принадлежат слои с отсортированной слоистостью). К сожалению, пока нет еще твердых критериев для их диагностики. Однако можно достаточно твердо утверждать, что собственно-турбидитная седиментация, свойственная флишевым бассейнам, среди изученных терригенных отложений не имела сколько-нибудь существенного значения.

Сравнение приконтинентальных флуксотурбидитов с прикордильерными показывает заметные различия, связанные не только с составом обломочного материала, но и с режимом переноса и отложения. С континента гравий и песок поступали спорадически и локально, но в больших количествах. Хотя весь этот материал отлагался среди тонких, относительно глубоководных илов, но недалеко от континента, предположительно в депрессиях (каналах) на склоне (возможно, и в нижней части шельфа) или в верхней части континентального подножия (веера); лишь алеврит выносился за пределы каналов, смешиваясь с глинистым осадком. Это похоже на то, что наблюдается в современных условиях вблизи неактивных краев континента. Мы не встречаем здесь мощных обвально-оползневых горизонтов. По-видимому, тектоническая обстановка была относительно спокойной и периодический вынос больших масс обломочного материала был связан главным образом с "экзогенными причинами".

Прикордильерные флуксотурбидиты возникали у сравнительно небольших, но тектонически очень активных поднятий с крутыми склонами и эскарпами. Временами здесь происходили крупные обвалы и оползни, стимулировавшие появление гравийных и песчаных потоков, выносивших материал в глубокую прикордильерную часть бассейна.

Отложения субаквальных пирокластических потоков. Они тоже относятся к автокинетическим образованиям. При этом основными факторами движения являются внутренняя энергия турбулентной суспензии, состоящей из смеси пирокластов и горячей газовой фазы, и гравитация. По-видимому, на начальных этапах формирования потока определяющим является первый фактор, а в дальнейшем возрастает роль второго. Согласно представлениям некоторых исследователей (Mutti, 1965), пирокластические потоки могут возникать в подводных условиях, если плотность их больше единицы. Начальная плотность пирокластического потока, возможно, могла быть близка к плотности воды, но по мере продвижения его в более глубокие части бассейна она повышалась вследствие увеличения гидростатического давления.

В изученных формациях отложения субаквальных потоков тефры наиболее широко распространены в косистекском комплексе. Это пласты грубых или крупно-среднезернистых, преимущественно кристалло-пемзовых туфов мощностью от 1 до 8 м (чаще 1,5-3,5 м); сортировка материала отсутствует либо слабо выражена; они неслоисты, с резкими, иногда неровными (эрозионными) нижними контактами; обычно такие туфы залегают на тонких туфах или туффитах, при этом часто в последних наблюдаются текстуры оползания и встряхивания. В тех случаях, когда один слой грубого туфа перекрывается другим, граница между ними подчеркивается обилием кристаллокластики и преобладанием, хотя незначительным, грубой фракции в нижней части слоя. Верхние контакты туфовых пластов также резкие, но иногда отмечается постепенный, хотя и быстрый переход в вышележащие отложения. Обычно грубые туфы по четкой границе перекрываются мелко- и тонкообломочными (от 0,1 до 1 м), обладающими тонкой горизонтальной, реже тонкой волнистой и косой слойчатостью. Структурно-текстурные особенности крупно-среднеобломочных тефровых накоплений характер контактов, присутствие пемзы указывают на транспортировку пирокластическим потоком. Спекания материала здесь не наблюдается, что, очевидно, связано с температурным режимом суспензии в подводной обстановке.

Пирокластические потоки, движущиеся по подводному склону вулкана в глубоководные части бассейна, были, вероятно, теплыми, и заключенные в них пемзовые фрагменты легко пластически деформировались, уплощались и вытягивались по направлению течения; остывание потоков происходило довольно быстро, о чем свидетельствует сильная трещиноватость кристаллических фрагментов. При движении происходило некоторое перераспределение пирокластического материала в потоке: нижние его части обогащались кристаллокластами, а верхние - пемзой; иногда пемза распределялась послойно, создавая в породе слоеватость. Рассмотренные особенности субаквальных пирокластических потоков свидетельствуют о том, что они формировались из раскаленных лавин.

Тефротурбидиты. Они приурочены главным образом к косистекскому комплексу и представлены туфами и тефроидами, преимущественно мелкообломочными, с непостоянным содержанием тонкого пепла, количество которого возрастает с уменьшением общей гранулометрии осадка. Сортировка материала обычно средняя. Мощность отложений от 0,25 до 1 м.

Для тефротурбидитов хорошо применима модель А. Бумы, но нижний слой (А) здесь представлен не турбидитом (как следует из модели), а отложением пирокластического потока. Выше наиболее характерна последовательность, соответствующая слоям ВСЕ. Обычно на горизонте А с резким контактом залегают мелкообломочные туфы (15–25 см), обладающие тонкой горизонтальной слойчатостью (В), постепенно сменяющиеся (10–15 см) тонкообломочными разностями с волнистой или косой слойчатостью (С). Последние по резкому контакту перекрываются кремнистыми туффитами (Е) – массивными либо слоеватыми; если на туффитах вновь залегают отложения пирокластического потока, то в первых отмечается конволютная слоистость, а основание последних иногда имеет неровную эрозионную поверхность. Местами выпадает и слой Е, последовательность принимает вид АВС.

В литературе уже отмечалась тесная связь подводных пирокластических потоков и тефротурбидитов (Mutti, 1965). Е. Матти полагает, что связь эта не только пространственная, но и генетическая. Он следующим образом объясняет возникновение турбидных течений. При движении субаквального пирокластического потока происходит охлаждение его верхних частей на контакте с водой и постепенное замещение газа водой. Таким образом, верхняя часть пеплового потока в процессе его передвижения превратится в обычное суспензионное течение. Из этой модели следует, что тефротурбидиты располагаются в дистальных частях пирокластических потоков и сменяют последние во времени. Такие соотношения этих двух генетических типов наблюдаются в изученных комплексах.

ОТЛОЖЕНИЯ ДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ (КОНТУРИТЫ)

В океанах обнаружены алевритовые и песчаные осадки, связанные с глубоководными донными течениями, многие из которых следуют не вниз по склону, а параллельно его контурам (контурные течения). Такие осадки названы контуритами. Возможно, этот термин не очень удачен, так как, наверное, сходные отложения возникают при любых глубоководных донных течениях, а не только контурных. Однако он стал широко применяться, и поэтому мы используем его для обозначения отложений глубоководных донных течений вообще. Особенно подробно они были изучены на северо-западе Атлантики у края Северной Америки. Здесь, в пределах континентального подножия, вблизи дна скорость течения достигает 20 см/сек (Bouma, 1972). Такое течение способно создавать знаки ряби в среднезернистом песке. И действительно, подводным фотографированием обнаружены знаки ряби, а также промоинки по сторонам марганцевых конкреций, причем иногда это наблюдалось на глубинах свыше 6 км (Hubert, 1964). Многочисленные колонки показали присутствие среди глинистых осадков зоны течений многочисленных прослоев алеврита и мелкозернистого песка толщиной от 1 мм до 10 см. Иногда устанавливается их невыдержанность (линзовидность).

Породы очень сходного строения давно известны среди флишевых толщ, но они обычно относились к турбидитам и не сопоставлялись с осадками донных течений.

Суммируя материал по океаническим и ископаемым контуритам, А. Бума (Bouma, 1972) дал перечень их признаков, показав отличие от турбидитов. По его данным, контуриты обычно представлены слоями толщиной менее 5 см, с резкими верхними и нижними контактами, часто с горизонтальной или однонаправленной наклонной слойчатостью; изредка отмечаются прямая и обратная градационные текстуры. Образованы они мелким, хорошо и очень хорошо сортированным песком и алевритом, с незначительным количеством (0–5%) пе-

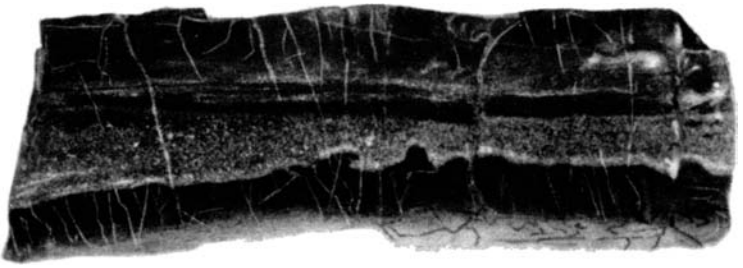


Рис. 105. Прослой псаммитового туффита (контурит) среди кремнистых пород. Нижний контакт очень неровный; толщина слоя изменчива
Нат. вел.; херсонковский комплекс; р. Чебакла

Рис. 106. Чередование туфов (контуритов) тонкозернистых и крупнопелитовых. Видны текстуры проседания, выклинивания и мелких деформаций
Новокурская толща; р. Сакмара

литовой связующей массы. В отличие от турбидитов, контуриты не имеют закономерной внутренней организации. Перечисляя эти признаки, автор вместе с тем подчеркивает, что их нельзя рассматривать как исчерпывающие, так как пока информация об осадках глубоководных донных течений небольшая.

В некоторых комплексах среди формаций Сакмарской зоны довольно много алевролитов и песчаников, которые, основываясь на указанных выше признаках, мы относим с разной долей уверенности к контуритам. Они обычно развиты в тех же толщах, что и флуксотурбидиты, но встречаются и в других, т.е. имеют более широкое распространение.

Контуриты по происхождению слагающего материала можно разделить на терригенные, тефрогенные и раковинные.

Рис. 107. Чередование радиоляритов (контуриты,) с пелитоморфными силицитами
Нат. вел.; егендинская свита; р. Домбар

Терригенные контуриты (как и флюксотурбидиты) представлены приконтинентальной и прикордильерной разновидностью.

Приконтинентальные контуры выражены нечетко. К ним мы относим развитые среди аргиллитов и фтанитов прослои алевритов и мелкозернистых песчаников. Они имеют мощность от долей сантиметра до первых сантиметров, обладают либо однородной структурой, либо тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной послойной примесью глинистого или кремнистого вещества. Характерны хорошая сортировка материала и во многих слоях отсутствие связующей массы. Такие породы встречаются в разрезах, где присутствуют мощные и грубые песчаники (флюксотурбидиты). Состав материала и там и тут сходен, что указывает на единый источник. Возможно поэтому, что мы имеем дело с разносом материала не контурными течениями, а проходящими вниз по склону (как и флюксотурбидиты).

Прикордильерные контуриты образованы полимиктовым или кремневым (чаще) алевритом и мелкозернистым, реже среднезернистым песком, обычно хорошо сортированными; нередко отмечается примесь пирокластики. Такой материал образует слои толщиной от долей сантиметра до 4–5 см среди пелитоморфных пород: аргиллитов, туффитов, силицитов. Контакты их с последними резкие (как верхние, так и нижние), причем нижний иногда неровный (мелкие знаки внедрения). Тонкие слои часто линзовидны. Внутренняя текстура различна: однородная, тонко- и горизонтальнослоеватая, с прямым и обратным градационным распределением материала, маятниковая. Косой и волнистой слоеватости не наблюдалось. Такие породы, как мы видели, характерны для херсонковского комплекса, где развиты также более грубые и мощные песчаные слои (флюксотурбидиты).

Тефрогенные контуриты представлены двумя разновидностями, различающимися и составом и слоистостью.

К первой принадлежат мелкозернистые туффиты, состоящие из обработанной тефры с примесью зеленокаменной и кремневой кластики. Они присутствуют в некоторых пачках херсонковского комплекса, где много и терригенных (кремневых) контуритов, и имеют сходную с последними структуру (мелкий, хорошо отсортированный материал). Строение и мощность слоев тоже одинаковы, но в тефрогенных контуритах чаще отмечаются неровные контакты (рис. 105) и менее правильна форма слоев, хотя косослоистых разностей здесь не отмечается. Совместное нахождение обоих типов контуритов показывает, что их строение определялось не составом и происхождением материала, а средой отложения.

Вторая разновидность образована в разной степени обработанной пирокластикой, почти без терригенной примеси. Отложения тонко- и мелкозернистые (размер от крупного пелита до мелкого пепла), относительно крупнозернистые осадки сортированы хорошо, тонкие же несколько хуже, и в них уже различается связующая масса – глинистая или кремнистая, частично, возможно, представляющая собой продукт трансформации тонкого пепла. Рассматриваемые контуриты резко отличаются от всех описанных выше текстурой и условиями залегания. Для них характерна неправильная наслоенность, обусловленная чередованием слойков разной гранулометрии (рис. 106). Толщина их – от 1 мм до 2–3 см, причем она быстро меняется, что связано с их утонением, выклиниванием, а также неровными контактами. Часто наблюдаются мелкие размывы и проседание тонкого материала под весом более крупного. Контакты по-

Таблица 15

Главные признаки различных

Признак	Приконтинентальная зона		Прикордильерная зона	
	Генетические типы отложений			
	Флуксотурбидиты	Контуриты	Олистостромы	Флуксотурбидиты проксимальные
Состав	Слюдисто-кварцевый и аркозовый		Полимиктовый	Кремневый,
Гранулометрия	Песок – от мелкого до грубого; примесь гравия	Мелкозернистый песок, алеврит	От песка до глыб	От грубого песка до гравия; реже галька
Сортировка	Плохая, улучшаясь с уменьшением размерности	Хорошая	Нет (двумодальность)	Плохая, средняя
Пелитовый матрикс	Нет или очень мало	Мало или нет	Нет или очень мало	Нет или очень
Текстура пластов	Разная: массивная, градационная (прямая, обратная); ступенчатая	Тонкая горизонтальная слойчатость	Беспорядочная, хаотичная	Беспорядочная (массивная), маятниковая, градационная
Контакты	Оба резкие, нижний иногда эрозионно-неровный	Оба резкие	Часто тектонические; местами нижний – оползневый	Оба резкие
Мощность	1–6 м	От долей сантиметра до первых сантиметров	От первых метров до 50–100 м	0,5 – 5 м
Предполагаемый основной механизм перемещения	Песчаные потоки	Донные течения	Обвалы и осыпи – скольжение по склону обломочной массы	Гравийно-песчаные потоки

генетических типов отложений

Прикордильерная зона		Привулканическая зона		
Генетические типы отложений				
Флуксотурбидиты дистальные	Контуриты	Отложения субаквальных пирокластических потоков	Тефротурбидиты	Тефроконтуриты
полимиктовый	Кремневый, полимиктовый	Тефровый – кислый, реже средний		Пирокластический материал, перемытая тефра
Крупный, средний, мелкий песок	Песок – среднезернистый (редко), мелкозернистый, алеврит	Грубый и средний пепел; редкие гравий и галька подстилающих пород	Средний–мелкий пепел	От мелкого песка до крупного пелита
Средняя, хорошая	Хорошая	Отсутствует; плохая	Обычно средняя	Хорошая и средняя
мало	Мало или нет	Мало или довольно много	Разное количество (увеличивается с уменьшением гранулометрии)	Нет в более крупных разностях, довольно много в тонких
Однородная; нерезко выраженная горизонтальная слойчатая и градационная (прямая, обратная); ступенчато-градационная	Однородная, горизонтально-слоеватая, маятниковая, градационная (прямая, обратная)	Однородная, слабо выраженная градационная	Тонкая горизонтальная и косая слойчатость; прямая градационная; однородная	Неправильная и тонкая стратификация; однонаправленная косая, линзовидная; слабоконволютная
Оба резкие, нижний иногда неровный (слабоэрозионный)	Оба резкие, нижний иногда неровный	Оба резкие, иногда верхний постепенный, а нижний неровный	Оба резкие, иногда верхний постепенный	Резкие; мелкие размывы и проседания
От 10–15 см до 0,5 м	От долей сантиметра до 4–5 см	1–8 м	От 0,25 до 1 м	Неравномерно наслоенные пласты и пачки: от 20–30 см до нескольких метров
Песчаные потоки	Донные течения	Газонасыщенные горячие суспензионные потоки	Турбидитные потоки	Донные течения

Таблица 15 (окончание)

Признак	Приконтинентальная зона		Прикордильерная зона	
	Генетические типы отложений			
	флуксотурбидиты	Контуриты	Олитостромы	флуксотурбидиты проксимальные
Место отложения	Каналы на континентальном склоне и в верхней части континентального подножия	Континентальное подножие (нижние части веера и межканальные участки на склоне)	Прикордильерный участок (склон)	Склон кордильеры и ная часть бассейна
Главный фактор, стимулирующий начало движения материала	Наплыв больших масс обломочного материала на шельфе		Тектонические движения (покровообразование и сейсмические толчки)	Тектонические

род разной гранулометрии обычно резкие. В прослоях песчаной размерности нередко отмечаются однонаправленная наклонная слойчатость и сингенетические деформации. Особенно четко текстура отложений проявлена там, где тонкая порода обогащена окислами железа, окрашивающими ее в красноватые тона. Такие тонконаслоенные отложения имеют мощность от 20–30 см до нескольких метров. В основании иногда залегает пласт (0,2–1,5 м) мелко- или среднезернистого, хорошо отсортированного тефрогенного песчаника, однородного или с неясно выраженным градационным строением. Менее мощные песчаные слои имеют линзовидную форму. Среди тонконаслоенных отложений, кроме того, встречаются пелитоморфные кремнистые или пеплово-кремнистые (туффит) породы.

Все эти отложения располагаются в разрезе в последовательности, в общих чертах отвечающей турбидитной модели. Пласты относительно грубой породы (A) резко сменяются пакетами неправильно наслоенных осадков, в которых различаются и горизонтально- и косослоистые элементы (B–D); выше расположены пелитоморфные породы (E). Такие полные многослои редки: обычно выпадает или сильно редуцируется первый слой (A), либо верхний (E). В целом отложения, несмотря на известное сходство с турбидитными, заметно от них отличаются. Главное отличие следующее. В нижнем члене многослоя очень слабо и не всегда выражено градационное строение, в среднем нет правильной последовательности текстурных разновидностей (B–C–D); кроме того, здесь слойчатость в целом менее правильная. Обращает внимание также хорошая сортировка песчаного и крупноалевритового материала и "очищенность" его от пепла. Принимая все это во внимание, мы не считаем возможным отнести все эти отложения к турбидитам. Основная часть их (неправильно наслоенная) очень сходна по структурно-текстурным особенностям с осадками донных течений, контуритами. Вероятно, мощные относительно грубозернистые пласты представляют собой флуксотурбидиты.

Исходный материал для формирования всех этих отложений поступал спазматично в больших объемах и содержал кластику различной размерности, в том числе и пелитовую. Он накапливался по периферии вулканов, в пределах вулканического шельфа, откуда периодически выносился потоками (турбидными, инерционными) на склон и, может быть, в депрессию; далее разносясь течениями. Очевидно, сейсмическая активность должна была влиять на режим течений, и следовательно на характер осадков.

Прикордильерная зона			Привулканическая зона		
Генетические типы отложений					
Флуксотурбидиты дистальные	Контуриты	Отложения субаквальных пирокластических потоков	Тефротурбидиты	Тефроконтуриты	
прикордильер-	Прикордильерная депрессия	Вулканический склон	Вулканический склон	Депрессия	
движения		Эксплозии	Эксплозии, сейсмические толчки		

Радиоляриевые контуриты. Среди кремнистых толщ, как мы видели, встречаются крипто-микрокристаллические породы, в которых рассеяно то или иное количество радиолярий, и породы, почти нацело состоящие из их остатков. При этом в одних слоях они представлены "радиоляриевыми шариками" без игл (радиоляриевый песок), а в других – тонким раковинным детритом. Толщина таких органогенных пород от долей сантиметра до 10–20 см, и они обычно чередуются. Контакты слоев резкие, местами неровные, со следами размыва (рис. 107) и мелкими знаками внедрения. Отмечается линзовидное строение некоторых тонких прослоев. В целом текстурные особенности и стратификация сходны с таковыми терригенных контуритов, особенно прикордильерными. Очевидно, чередование радиоляриевого раковинного материала разной размерности связано с действием придонных течений, сортирующих органогенный материал и "очищающих" его от пелита (кремнезем, глина, углеродистое вещество), иначе говоря, такие отложения представляют собой особый тип контурита (радиоляриевый).

* * *

Признаки рассмотренных генетических типов глубоководных обломочных отложений кратко суммированы в табл. 15. Мы видим, что между различными генетическими типами существуют переходы, обусловленные одним исходным обломочным материалом и единой зоной седиментации. Такие связи отмечаются: 1) между приконтинентальными флуксотурбидитами и контуритами; 2) между прикордильерными олистостромами, флуксотурбидитами и контуритами (состав последних иногда усложняется примесью мелкой и тонкой пирокластики, что, однако, существенно не сказывается на облике осадков); 3)между отложениями пирокластических потоков, тефротурбидитами и контуритами. Отдельные разновидности отложений в этих рядах носят "переходный" характер, и их трудно диагностировать. Так, дистальные флуксотурбидиты или дистальные турбидиты похожи на контуриты, и часто нельзя быть уверенным, имеем ли мы дело с гравитационным перемещением материала или с перемещением средой (течением).

Вместе с тем определенные генетические типы отложений разных зон, образованные различным материалом, имеют черты сходства, указывающие на один и тот же механизм формирования.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что турбидная седиментация, характерная, как известно, для флиша, в нашем случае четко отражена только в туфовых сериях, т.е. там, где имело место периодическое поступление больших объемов обломочного материала, среди которого существенное значение имела тонкая фракция. Ее обилие должно было способствовать развитию суспензионных потоков.

ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Фациальные условия седиментации на протяжении рассматриваемого отрезка времени менялись очень существенно, особенно на некоторых рубежах. Как очевидно уже из предыдущих разделов, палеогеографическую обстановку можно восстановить лишь приближенно и неодинаково полно для разных формаций, но характерные черты осадкообразования выступают обычно достаточно четко.

В седиментационной истории выделяются шесть этапов.

Первый этап. Он охватывает время образования эффузивно-терригенной формации, т.е. в основном тремадокский век. Осадконакопление происходило в морском бассейне, назовем его Сакмарским. Он был очень мелководным, что ярко отражено в его осадках: здесь много грубообломочных терригенных накоплений, часто отмечаются косая слоистость, знаки ряби, ходы роющих животных; локально присутствуют ракушняковые банки из остатков брахиопод и трилобитов, а также органогенно-детритовые известковые осадки. Бассейн имел сложный рельеф, и на некоторых участках (Чебаклинский) хорошо устанавливается двустороннее питание сиалическим обломочным материалом. А.Д. Петровский (1962), специально изучавший направление наклонов косых слоев на площади, пришел к выводу о существовании в бассейне островных поднятий. Его вывод о сложной морфологии бассейна представляется правильным, хотя, учитывая особенности тектонической структуры зоны, мы считаем, что использовать замеры косой слоистости для выявления и оконтуривания конкретных островных поднятий нельзя.

В южной части бассейна местами происходили излияния базальто и наряду с терригенными отложениями формировались биогенные карбонатные и кремнистые. Особый характер вулканическая деятельность носила на крайнем юге (р.Шанды), где излияния базальтов сопровождались эксплозиями газонасыщенной лавы, поставляющими много гиалокластики. Море здесь тоже было неглубоким, с отмелями и аккумулятивными песчаными островами, периодически затопляемыми морем. Они формировались главным образом за счет больших масс вулканотерригенной кластики, поступавшей с вулканической суши, располагавшейся где-то на юге или юго-востоке. Это была область с высоким и расчлененным рельефом, откуда бурные горные речки выносили в море хорошо окатанный грубый материал, вплоть до крупных валунов.

Второй этап. Это время образования терригенно-кремнисто-туфовой формации (арениг-ранний лландовери). Его начало знаменуется довольно быстрой сменой мелководных условий относительно глубоководными. Западная часть бассейна представляла собой котловину, где происходило накопление пелагических глинистых осадков. Однообразие седиментации во времени и пространстве указывает на отсутствие значительного рельефа и господство спокойных условий. На западе и северо-западе море обрамлялось платформенной сушей (рис. 108, 109). Отсюда эпизодически в значительном количестве поступал "сиалический" песчаный материал. Часть его оседала на склоне и у континентального подножия, а часть, более тонкая, разносилась придонными течениями. Присутствие в западных разрезах флуксотурбидитов позволяет предположить, что западный склон котловины был довольно крутым.

Для подавляющей массы кураганских глин характерна красноцветность. Им свойственны высокие содержания Fe_2O_3 (4,32–8,89, иногда 14,83%) при низких значениях FeO, обычно не превышающих 1%, и отсутствие $C_{орг.}$ Аналогичные красноцветные отложения в нижнем палеозое и силуре известны в геосинкли-

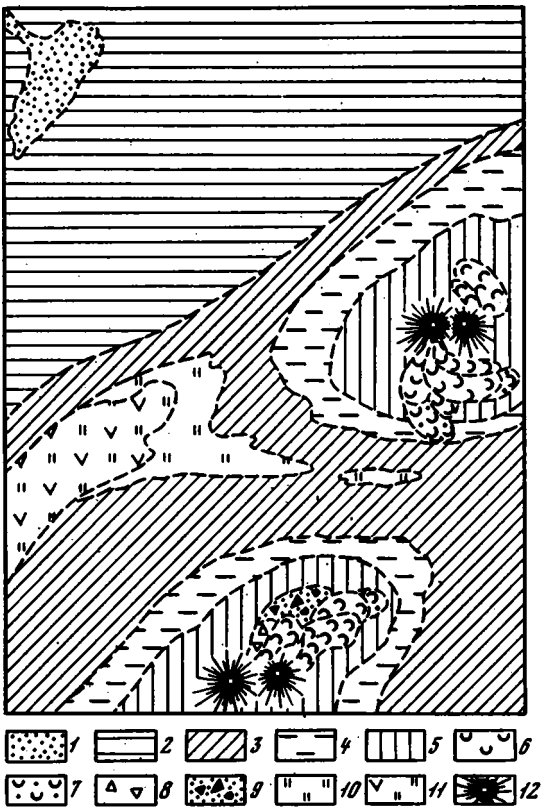


Рис. 108. Литолого-фациальная схема для начала среднего ордовика

1–3 – осадки котловинной части бассейна: *1* – мезомиктовые пески подножия склона (турбидиты), *2* – глинистые илы с мезомиктовыми песками (контуриты), *3* – глинисто-кремнистые илы с гефрогенными песками (контуриты); *4–9* – осадки вулканического склона: *4* – пеплы и глинисто-кремнистые илы, *5* – тонкие пирокласто-осадочные (смешанные) и пепловые илы, *6* – кристалло-пемзовая тефра пирокластических потоков, *7* – гефрогенные турбидиты и флюксотурбидиты, *8* – обвально-оползневые горизонты, *9* – эдафогенные турбидиты; *10–12* – зона подводных базальтовых излияний: *10* – железисто-кремнистые илы, *11* – основные эффузивы, ассоциирующие с яшмами, *12* – предполагаемые вулканические центры. Пунктиром показаны границы зон распространения осадков

нальных сериях Британских островов, Аппалачей, Норвегии. Здесь обогащение морских осадков окисным железом объясняют следующим образом (Ziegler, McKerrow, 1975). В раннем палеозое, когда отсутствовала в сколько-нибудь значительном количестве наземная растительность, процессы выветривания сопровождались концентрацией на суше окислов железа. При быстро развивающейся трансгрессии значительные массы их вместе с другим осадочным материалом поступали в море, формируя красноцветные отложения. Такие представления основаны на анализе большого фактического материала. Действительно, в основании нижнепалеозойских (и силурийских) трансгрессивных серий часто развиты толщи красных глин и алевролитов. Ордовикские осадки Сакмарского бассейна являются еще одним примером тому. Отсутствие в них органического вещества, по-видимому, связано с большой скоростью накопления глинистого материала. Она составляла в среднем 5–6 мм за 1000 лет, причем цифры эти заведомо занижены, так как осадки претерпели уплотнение.

Юго-восточнее бассейна располагался архипелаг из двух групп субмеридионально расположенных вулканических островов, склоны которых были по-

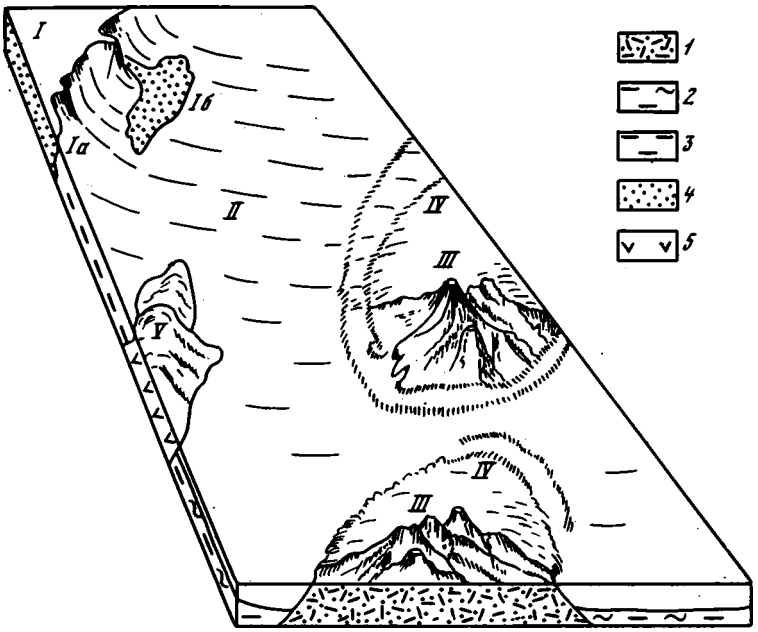


Рис. 109. Схема, иллюстрирующая морфологию Сакмарского бассейна к началу среднего ордовика

I – краевая часть бассейна, *Iа* – склон, *Iб* – песчаный веер континентального подножия; *II* – котловинная часть бассейна; *III* – вулканические постройки; *IV* – вулканический склон – зона распространения пирокластических осадков; *V* – вулканическое поднятие

1 – туфы, гефроиды (липаритовые); *2* – аргиллиты, силициты; *3* – аргиллиты; *4* – "сиалические" песчаники; *5* – спилиты

крыты пирокластическими осадками. В современной структуре Сакмарского аллохтона сохранились лишь отложения вулканического склона, которые формировались на разных глубинах, но ниже глубин вулканического шельфа.

Рельеф вулканического склона был довольно расчлененным; для осадков характерна быстрая смена одних генетических типов другими. Спокойные условия седиментации, связанные с длительными межэруптивными интервалами, сменялись периодами повышенной гидродинамики, обусловленной землетрясениями и эксплозиями.

Извержения принадлежали в основном к пелейскому типу, о чем свидетельствует обилие пепла и пемзы, наличие пирокластических потоков, отсутствие лав. Для пелейского типа извержений характерны раскаленные лавины, которые, по-видимому, и давали начало субаквальным пирокластическим потокам. Последние порождали придонные течения, разносившие мелкую тефру на большие расстояния. В районе южного вулканического центра имели место обвально-оползневые явления, предшествовавшие эрупциям. Оползни стимулировали возникновение турбидных потоков, выносивших пирокластику в глубокие части бассейна (тефротурбидиты). За пределами вулканов в относительно глубоководных условиях накапливались кремнисто-глинистые илы, которые к западу замещались терригенными глинами.

С середины ордовика в юго-западной части котловины начались трещинные излияния базальтов, сопровождаемые формированием железисто-кремнистых осадков.

Третий этап. Он соответствует времени образования эффузивно-кремнистой формации, т.е. в основном силурийскому периоду. Бассейн наследует некоторые черты от предыдущего этапа, хотя седиментация в нем существенно

изменилась. Это связано с двумя главными причинами: 1) расширением бассейна и как следствие отдалением источников обломочного материала и 2) активизацией подводных базальтовых излияний. Краевая часть западного континента в силуре была затоплена мелким морем, где началось карбонатонакопление. Снос обломочного материала в Сакмарский бассейн уменьшился, и лишь местами, очевидно вблизи речного выноса, сюда эпизодически поступал песчаный и даже гравийный материал. На востоке бассейна продолжала существовать цепь вулканических островов, отделявшая его от основной части Южноуральского моря. Однако поступление пирокластики по сравнению с предыдущим этапом уменьшилось, и она стала более тонкой, что, очевидно, связано главным образом с отдалением вулканов.

Силурийский Сакмарский бассейн вырисовывается как относительно глубоководный. Состав и структурно-текстурные черты отложений, как мы видим, исключают его мелководный характер. Определяя батиметрию бассейна, мы основывались на следующих данных. Самыми распространенными осадками в нем были темные глинистые и кремнистые илы. Две их особенности обращают на себя внимание.

Во-первых, для них характерна бескарбонатность, хотя в соседней западной (платформенной) части бассейна карбонатонакопление было основным седиментационным процессом, и следовательно бассейн располагался в той климатической зоне, где оно не исключалось. Можно предположить, что отсутствие карбонатов связано с устойчивым расположением дна ниже уровня карбонатной компенсации. В настоящее время в океанах этот уровень находится на глубине, в среднем равной 4,6 км, но местами, главным образом вблизи континентов, поднимается до 3-3,5 км (Berger, Winterer, 1974). Даже если принять последние значения, глубины будут бо́льшими.

Во-вторых, рассматриваемые осадки обогащены органическим веществом; среднее значение содержания $C_{орг}$, по данным 41 анализа, равно 1,3, а пределы колебания 0-5%. В современных осадках краевых морей, например в Охотском море, колебания $C_{орг}$ - от 0 до 2,20; среднее содержание в глинистых илах - 1,46% (Безруков, 1960, с. 75). Концентрация $C_{орг}$ наблюдается по периферии морей, тяготея, во-первых, к заливам и депрессиям на шельфе и, во-вторых, к материковому склону и его подножию в связи с дивергенцией (Безруков, 1970). Батиметрический предел распространения осадков, обогащенных $C_{орг}$, для Охотского моря 150-3370 м. Очевидно, что рассматриваемые углеродистые кремнистые отложения силура следует сравнивать не с прибрежными, а со склоновыми. Если основываться на современных данных, то эти отложения должны были формироваться выше уровня карбонатной компенсации, тогда как они устойчиво находились ниже ее.

Таким образом, возникает противоречие в оценке глубины. Его можно устранить, если предположить, что уровень карбонатной компенсации в силуре располагался выше, чем в современных краевых морях. Точно определить его положение невозможно, и, говоря об относительной глубоководности Сакмарского бассейна, мы имеем в виду глубины ниже уровня карбонатной компенсации, но не считаем, что его положение то же что в современную эпоху. Если полагать, что органическое вещество распределялось в силурийском море так же, как в современных краевых бассейнах, то максимальные возможные глубины его могли достигать приблизительно 3-3,5 км. Однако, имея в виду, что уровень карбонатной компенсации был выше, допустим, что глубины могли быть несколько меньшими. Возможно, что, кроме общих причин, определявших высокое положение этого уровня в палеозое, известное влияние на его положение в Сакмарском бассейне могли оказывать местные условия, а именно интенсивная подводная вулканическая деятельность, с которой связано поступление CO_2 и других кислых газов.

О рельефе бассейна и распределении в нем осадков дают представление следующие упрощенные и "безмасштабные" схемы (рис. 110, 111). Западная его часть была областью развития углеродистых глинисто-кремнистых илов;

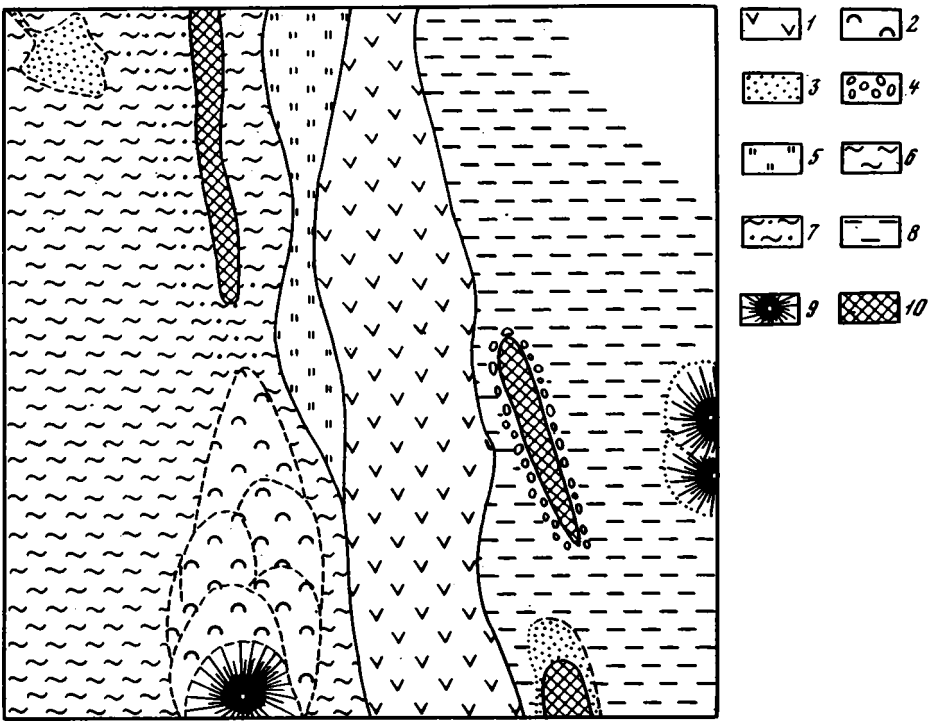


Рис. 110. Литолого-фациальная схема для второй половины силурийского периода

1 – зона подводных базальтовых излияний; *2* – периодическое отложение гефры подводными суспензионными потоками и донными течениями; *3* – мезомиктовые песчаные отложения континентального склона, подножия и внутрибассейновой отмели; *4* – олистостромы; *5* – железисто-кремнистые осадки привулканической зоны; *6* – глинистые и кремнистые илы западной котловинной части бассейна; *7* – то же, но с периодическим приносом обломочного материала песчаными потоками и донными течениями; *8* – кремнистые и тонкие пепловые осадки восточной котловинной части бассейна; *9* – вулканы центрального типа; *10* – кордильеры. Пунктиром очерчена территория эпизодического разноса песка или гефры

она охватывала склон, его подножие и прилежащую депрессию. По-видимому, здесь довольно интенсивно проявлялась околоматериковая дивергенция, что привело не только к накоплению осадков, обогащенных органическим веществом и остатками кремневого планктона (радиолярии), но и к формированию фосфатных конкреций, столь характерных для районов апвеллинга. Структура и текстура песчаных осадков тоже хорошо согласуются с предполагаемыми склоновыми условиями. К востоку от области развития тонких глинисто-кремнистых илов простиралась зона подводных трещинных базальтовых излияний (см. рис. 111, *III*). Преобладали плотные лавовые покровы. По некоторым расчетам, на больших глубинах (около 4 км) гидростатическое давление препятствует выделению летучих, остающихся растворенными в расплаве, и амигдалоидных разностей не возникает. Если это справедливо, то в рассматриваемом бассейне преобладали глубоководные излияния. Местами, однако, нагромождение продуктов извержения создавало подводный рельеф, появлялись мелководные участки; вершины отдельных вулканов выходили из-под уровня моря и быстро размывались (спилитовые галечники). Далее на восток располагалась относительно глубоководная зона (см. рис. 111, *IV*); она отличалась от западной обогащением осадков тонким пепловым материалом.

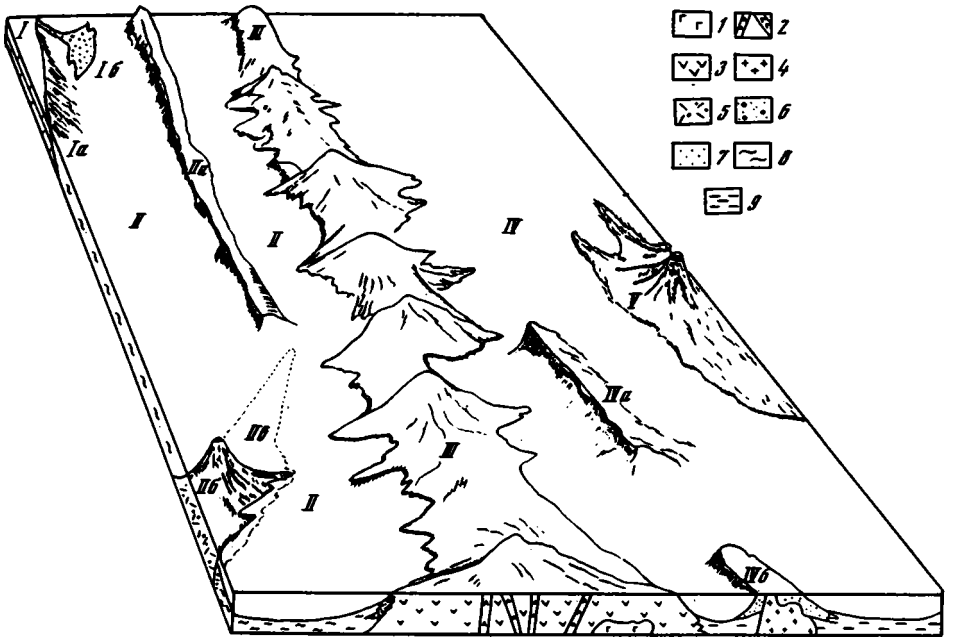


Рис. 111. Схема, иллюстрирующая морфологию Сакмарского бассейна во второй половине силурийского периода

I – краевая часть бассейна, *Iа* – склон, *Iб* – песчаный веер континентального подножия; *II* – западная котловинная часть бассейна, *IIа* – "кремневая кордильера", *IIб* – Каргалинский вулкан, *IIв* – шлейф гефры; *III* – Центральная вулканическая зона; *IV* – восточная котловинная часть бассейна, *IVа* – "зеленокаменная кордильера", *IVб* – Иткуловская отмель; *V* – вулканы восточной "пограничной" зоны

1 – интрузии габбро; *2* – диабазовые дайки; *3* – спилиты; *4* – гранитоиды; *5* – гуфы, гефроиды (андезитовые, липаритовые); *6* – вулканомиктовые породы; *7* – "сиалические" песчаники; *8* – глинистые сланцы и фаниты; *9* – кремнистые туффиты и силициты

Таким образом, в самых общих чертах бассейн вырисовывается как котловинное море, где-то в середине которого простиралась вулканическая зона, разделявшая его на две части. Кроме того, рельеф бассейна усложняли локальные вулканические и тектонические поднятия, существенно влиявшие на седиментацию. Место и время их возникновения устанавливаются очень приближенно. В лландоверийском веке на юге существовал Каргалинский островной вулкан (см. рис. 111, *IIб*), поставлявший в море андезитовую и липаритовую вулканокластику. Во второй половине силура в бассейне появились поднятия (кордильеры), сложенные либо силурийскими же кремнистыми толщами, либо зеленокаменными породами (спилиты, диабазы, габбро). Эти поднятия существенно влияли на седиментацию, поставляя кластический материал и способствуя развитию оползней, песчаных и донных течений. Одно из таких поднятий существовало на северо-западе (см. рис. 111, *IIа*). В зону разрушения здесь были введены только фаниты. Второе поднятие – Салтакская кордильера – располагалось юго-восточнее (см. рис. 111, *IVа*), вблизи центральной вулканической полосы, и состояло как из зеленокаменных, так и из кремнистых пород. Помимо указанных кордильер, на юге бассейна в лудловском веке существовала отмель (Иткуловская), в пределах которой формировались цефалоподовые известковые осадки и специфические аркозовые пески. Положение отмели в бассейне неясно; условно мы помещаем ее в восточную часть бассейна.

Четвертый этап. Он охватывает кобленц и ранний эйфель (шандинская свита). Фрагментарность материала не позволяет дать даже очень схематичную палеогеографическую реконструкцию, хотя обстановка формирования отдельных породных ассоциаций выступает вполне определенно. Основная трудность заключается в невозможности восстановить пространственные соотношения осадков, возникших в разных условиях. Во всяком случае очевидно, что характер бассейна резко изменился по сравнению с предыдущими этапами.

Бассейн обладал сложным тектоническим и вулканическим рельефом. В результате складчатости в нем возникли кордильеры и подводные уступы, сложенные различными породами; иногда в зону размыва выходили и серпентиниты. Поднятия часто представляли собой отмели, богато населенные известковыми водорослями и разнообразными морскими беспозвоночными; они образовывали небольшие рифы и банки, а также создавали накопления органогенного детрита. Поднятия соседствовали с депрессиями, в которых отлагались преимущественно тонкие кремнистые и пепловые осадки; они бескарбонатны, что, по-видимому, указывает на большие глубины. Ландшафт усложнялся вулканическими островами. Активный андезитовый вулкан, поставлявший главную массу пирокластики, располагался где-то на юго-востоке и, возможно, входил в систему вулканов "зеленокаменной полосы" Южного Урала.

Таким образом, бассейн (или та его часть, осадки которой присутствуют в Сакмарской зоне) вырисовывается как депрессионно-островной. Седиментация здесь была очень неспокойной. Колебания уровня моря приводили к размыву недавно образовавшихся отложений. Параксизмальные извержения и землетрясения порождали грандиозные оползни и обвалы, чему способствовал и расчлененный рельеф. Как всегда в такой обстановке, возникали гравитационные потоки обломочного материала и донные течения, переотлагавшие кластику и формировавшие особые генетические типы отложений.

Конкретные пространственные соотношения депрессий, отмелей и вулканических островов, как и их размеры, определить нельзя. В частности, неясно, как соотносились упоминавшиеся восточный вулканический участок и участок "карбонатных отмелей". Судя по тому, что в отложениях отмелей есть пирокластическая примесь, можно считать, что оба участка располагались недалеко один от другого. При этом возникает альтернатива: либо они входили в одну зону, отражая ее изменение по простиранию, либо принадлежали к разным зонам, тогда карбонатонакопление относилось к более западной.

Хотя шандинские осадки формировались в условиях расчлененного рельефа, в целом это была зона поднятий и мелководные образования для нее были особенно характерны. Неизвестно, во что переходили шандинские отложения к западу. Как мы видели, восточнее краевых платформенных рифов развиты относительно глубоководные существенно глинистые осадки открытого моря (Краузе, Маслов, 1961). В современной структуре они пространственно самые близкие к шандинским отложениям. Возможно поэтому, что мелководная Шандинская зона на запад сменялась глубоководным бассейном.

Пятый этап. С ним связано образование туфово-эффузивной формации позднего эйфеля – раннего живета (?). Здесь у нас еще меньше материала; мы не можем не только дать палеогеографическую реконструкцию, но и судить о характере бассейна в целом, а также условиях седиментации в нем. В Сакмарской зоне сохранились в основном вулканические образования. Обилие грубого вулканотерригенного материала и структурно-текстурные особенности отложений указывают на присутствие наземных (островных) вулканов. Однако среди лавовых накоплений есть морские осадки, что позволяет предполагать и подводные излияния. По-видимому, сохранились породы двух вулканических центров: северного – Утягуловского и южного – Тарангульского. Оба вулкана имели гомодромное развитие и закончили свою деятельность липаритовыми извержениями. В районе северного вулкана сохранились экструзивные купола и потоки флюидных пенистых лав, а в районе южного – кремнистые туфы и туффиты, сменяющиеся глинистыми и кремнистыми осадками. Разное строение верхов формации на севере и юге связано с несколь-

ко иным характером вулканизма, а также с тем, что на юге присутствуют осадки более удаленных от вулкана частей бассейна.

Шестой этап. Это франский век. Палеогеография Урала для этого века была восстановлена Г.А. Смирновым с соавторами (1974). Отложения Сакмарской зоны в общих чертах довольно хорошо вписываются в предложенную схему. Они принадлежат в основной своей массе к открытой и относительно глубоководной части бассейна. Исключением является базальный горизонт, возникший во время общего обмеления. Его строение указывает на образование в условиях расчлененного рельефа, созданного предшествующей складчатостью (см. рис. 100). Время формирования нижней пачки (кремнисто-туфогенной) связано с поступлением большого количества преимущественно тонкого пепла. Возможно, часть его поступала с северо-востока и является продуктом деятельности Магнитогорского вулкана, установленного упомянутыми выше авторами. Однако на самом юге (район р.Бакай), где пеплового материала накопилось больше и присутствуют тефрогенные песчаники, пирокластика связана с южным вулканом. С прекращением поступления больших масс пепла началось интенсивное кремненакопление, лишь изредка прерываемое отложением пепловых слоев. Заметную роль в распределении и отложении осадочного материала играли течения.

* * *

Итак, мы видим, что обстановка седиментации существенно менялась на протяжении рассматриваемого интервала времени ($O_1 - D_3^1$). Наиболее резкие изменения произошли на рубежах: тремадок – арениг и силур – девон. В тремадоке это было очень мелкое море с терригенной седиментацией. В ордовике и силуре бассейн представлял собой глубокое котловинное море с преобладанием пелагических осадков; во второй половине силура в нем появились кордильеры и вулканические поднятия, усложнившие его рельеф и сказавшиеся на седиментации, хотя тонкие пелагические илы продолжали формироваться на обширных площадях. В девоне (раннем, среднем) произошли большие изменения. Получили развитие те тенденции к усложнению рельефа, которые наметились еще во второй половине силура. Бассейн приобрел расчлененный рельеф и в целом обмелел. Появились многочисленные острова и отмели, разделенные депрессиями. Условия седиментации были очень неспокойными. Лишь во франском веке наметилось углубление моря и обстановка седиментации стала более спокойной и однообразной.

ПЕТРОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Основные черты вулканизма. Рассматривая петрохимические особенности вулканических комплексов Сакмарской зоны в историческом аспекте, мы имеем в виду, что существовала связь между вулканизмом и тектоникой. Структурно-тектоническая перестройка приводит к изменению характера проявления вулканизма и химического состава магматического расплава. Изменение морфологии вулканических аппаратов (трещинный, центрального типа) является следствием не только строения и состава земной коры в районе проявления вулканизма, но и состава магмы, дающей начало вулканическим сериям (кремнекислотность, щелочность, степень обогащенности летучими компонентами). Состав магматических расплавов зависит от состава первичного мантийного субстрата (следовательно, от глубины выплавления) и степени контаминированности магмы коровым материалом. Учесть и оценить роль каждого из названных выше факторов применительно к палеотипным породам чрезвычайно трудно. Тем не менее при петрологических исследованиях необходимо иметь в виду зависимость характера вулканизма от тектонической обстановки его проявления.

Геосинклинальный вулканизм менялся не только во времени, но и в пространстве, отражая и развитие геосинклинали и ее пространственную сложность. Ниже мы рассмотрим особенности вулканизма в возрастной последовательности: от ордовика до среднего девона.

Вулканизм раннего ордовика (куагачский комплекс) характеризуется слабой степенью дифференцированности и повышенной щелочностью. Для эффузивных пород характерны высокое содержание титана и железа и относительно низкие концентрации магния. Среди дифференциатов достаточно широко развиты трахитовые разности калиевой специализации. По особенностям химизма и характеру дифференциации инициальный вулканизм аналогичен вулканизму континентальных рифтов.

В ордовике особенно интенсивно проявился наземный (островной) вулканизм центрального типа, продолжавшийся еще в силуре (косистекский комплекс). Он характеризовался чрезвычайно высокой эксплозивностью. Сохранившиеся продукты этого вулканизма в виде вулканогенно-обломочных отложений свидетельствуют о кремнекислом его характере (от липаритового до андезитового), слабой степени и непрерывном типе дефференциации и антидромной направленности.

В другой зоне с середины ордовика начались вулканические проявления существенно иного типа, достигающие максимального развития в силуре (сугралинский комплекс). Здесь преобладали подводные излияния трещинного типа. Наряду с ними существовали отдельные субаэральные аппараты центрального типа. Коэффициент эксплозивности очень низкий. Тип дифференциации контрастный, слабо проявляющийся, с преобладанием основных дифференциатов и гомодромной последовательностью извержений.

В девоне отмеченная зональность четко не устанавливается (возможно, сохранились отложения одной зоны). Вулканизм довольно интенсивный, в значительной мере изменяющийся во времени. Для кобленцского века и раннего эйфеля (шандинская свита) характерны проявления вулканизма центрального типа с непрерывной дифференциацией. Последовательность извержений гомод-

ромная, хотя и не очень четко выраженная. Степень дифференцированности достаточно высокая – от базальта до липарита. Преобладают породы дацитового и андезитового состава. Коэффициент эксплозивности средний.

Для позднего эйфеля (тарангульский комплекс) свойствен вулканизм как трещинного, так и центрального типа, причем проявляются черты его зональности. Главная масса вулканитов представлена дифференцированной серией – от пикритового базальта до андезита. Преобладают андезито-базальты. Коэффициент эксплозивности довольно высокий. Локально проявляются трещинные излияния особого типа (чанчарская ассоциация) со слабо проявленной дифференциацией от пикритового трахибазальта до трахиандезита; преобладают трахибазальты и трахиандезито-базальты. Заканчивается девонский вулканизм дацито-липаритовыми эксплозивными извержениями центрального типа (верхняя часть тарангульского комплекса). В целом позднеэйфельский вулканизм (возможно, охватывающий и живет) отличается непрерывной дифференцированностью и гомодромным характером, причем количество основных и средних продуктов было больше, чем кремнекислых (если не принимать в расчет субвулканические фации).

Таким образом, по мере развития Сакмарского геосинклинального прогиба изменялся характер вулканических проявлений. Подводный трещинный вулканизм ордовика-силура сменился в девоне преимущественно островным вулканизмом центрального типа. Особое положение занимал субаэральный силурийско-ордовикский вулканизм, сосредоточенный в зоне, по-видимому отделявшей Сакмарский прогиб от основной части Уральской геосинклинали.

Петрохимические особенности вулканитов. Одновременно с изменением характера вулканических проявлений менялся и химизм вулканического расплава. Контрастно дифференцированные серии уступили место непрерывно дифференцированным разной контрастности. Вместе с этим менялись щелочность и ее характер. В кислой субаэральной серии (косистекский комплекс), представленной только туфогенными породами, судить о щелочности расплава нельзя; по-видимому, она была нормальной для кислых продуктов, с непостоянным соотношением калия и натрия.

В контрастно дифференцированной серии (сугралинский комплекс) щелочность низкая, с резким преобладанием Na над K. По мере уменьшения возраста вулканитов увеличивалась щелочность. При этом скорость накопления калия значительно выше скорости накопления натрия. Завершился вулканизм образованием пород трахибазальтовой серии селективно калиевой щелочности (чанчарская ассоциация).

Отмеченные выше изменения характера вулканизма и его химизм с известной осторожностью можно интерпретировать следующим образом.

На ранних этапах развития структуры (начиная с аренига) в пределах восточного ее обрамления проявился вулканизм континентального типа (косистекский комплекс). В общем виде для последнего характерны базальтовые лавы, возникновение которых связано с селективным плавлением пиропового или пироп-шпинелевого перидотита на глубине, отвечающей примерно 50–80 км. При этом постулируется конгруэнтное плавление двух обьемов граната и одного обьема пироксена (Золотарев, 1975; Соболев, Золотарев, 1975). Возникающий при этом первичный расплав имеет состав пикритового базальта, обедненного щелочами и титаном. Перемещение первичного расплава вверх, в промежуточную камеру, расположенную выше поверхности Мохоровичича, приводит к расплавлению более кислого и щелочного корового материала. При таком варианте гибридизированный в промежуточной камере расплав, изливаясь на поверхность в антидромной последовательности, образует контрастно дифференцированную серию. Остаток от селективного плавления мантийного субстрата (рестит) при постулируемом механизме должен отвечать по минеральному составу шпинелевому лерцолиту (оливин + ромбический пироксен + + моноклинный пироксен + шпинель + гранат ?).

В более западных районах (осевая часть прогиба) начиная со среднего ордовика возникает новый фронт вулканической активности. В отличие от рассмотренного, это – глубоководный вулканизм, в какой-то степени сходный с

Таблица 16

Расчетный химический состав (в %) первичных расплавов различных комплексов

Компонент	I	II	III	IV
SiO_2	50,72	57,60	55,30	52,20
TiO_2	1,23	0,90	0,80	0,80
Al_2O_3	15,22	16,30	15,90	16,00
Fe_2O_3	4,24	6,00	3,80	3,70
FeO	6,11	3,20	3,80	3,30
MnO	0,22	0,24	0,16	0,10
MgO	5,45	2,40	3,20	4,00
CaO	7,58	3,20	4,70	5,50
Na_2O	4,10	6,30	4,80	3,90
K_2O	1,18	0,70	3,00	6,00
H_2O^+	2,65	2,20	2,20	3,00
H_2O^-	0,89	0,80	1,00	1,00
P_2O_5	0,26	0,20	0,40	0,50
CO_2	0,39	0,06	0,90	0,50

Примечание. I – сугралинский, II – шандинский, III – восточный тарангульский, IV – западный тарангульский (чанчарский) комплексы.

океаническим, связанный с появлением отдельных подводных вулканов и островов. По петрохимическим особенностям породы, формирующиеся в это время (O_2–S_1), скорее всего сходны с вулканитами поднятий абиссальных равнин или начальных стадий развития островных дуг. Глубина генерации первичного расплава, если проводить аналогию с магмообразованием в современных океанических областях, отвечает глубине примерно 20–40 км. В таком случае в селективное плавление вовлекается шпинелевый лерцолит с конгруэнтным плавлением моноклинного пироксена, шпинели и небольшого количества граната. Образующийся при этом расплав будет близок по своему составу к высокоглиноземистому толеиту с довольно высоким содержанием титана. Контрастный тип дифференциации, характерный для этого комплекса, может возникнуть в результате ликвации расплава в магматической камере и излияния разделившихся порций в гомодромной последовательности. Рестит при таком процессе в океанических областях должен отвечать по минеральному составу гарцбургиту, т.е. перидотиту, содержащему моноклинный пироксен в акцессорных количествах.

Дальнейшая структурная эволюция Сакмарской зоны сводится к оформлению островной дуги, что сопровождается соответствующим изменением характера вулканизма (шандинская свита).

В соответствии с имеющимися данными по современным островным дугам, глубина генерации первичного расплава лежит в интервале 120–160 км (Золотарев, Соболев, 1972), что значительно глубже андезитового солидуса. Наличие зон разуплотнения вещества верхней мантии на этих глубинах свидетельствует о том, что наряду с твердой фазой (оливин + пироксен + гранат + + шпинель) здесь присутствует какой-то объем вещества, находящегося в

расплавленном состоянии. Зоны разуплотнения под островными дугами часто совпадают по глубине с местом пересечения проекции островной дуги на зону Бениофа. Учитывая это обстоятельство, некоторые петрологи предполагают, что выплавление андезито-базальтовой магмы происходит из материала океанической коры, пододвинутой по зоне Бениофа на глубины ниже андезитового солидуса. Отсутствие зон складчатости в районах глубоководных желобов, обрамляющих островные дуги, которые несомненно должны были бы возникнуть при таком механизме, противоречит высказанному предположению. По-видимому, в селективное плавление вовлекается первичный мантийный материал, залегающий на этих глубинах. Специфику состава пород андезито-базальтовых серий островных дуг следует объяснять особенностью глубинной дифференциации в промежуточных очагах, а также процессами селективной контаминации магмы коровым материалом (Золотарев, Соболев, 1972). Рестит и в этом случае должен быть по минеральному составу близок к гарцбургиту.

Следствием эволюции вулканизма, по-видимому, является трансформация земной коры в этом районе, с увеличением мощности и появлением в ее строении гранитной составляющей. Глубина зон генерации магмы уменьшается. Возникают вулканические серии повышенной щелочности (тарангульский комплекс), вплоть до образования трахибазальтовых серий (чанчарская ассоциация). В геохимическом смысле это проявляется в ярко выраженной тенденции увеличения концентрации калия. Эта тенденция может быть объяснена гибридизацией первичной магмы в результате расплавления кислого материала коры (тарангульская ассоциация) или селективной контаминацией магмы коровым материалом (чанчарская ассоциация; Золотарев и др., 1975). Если процесс селективного плавления в этом случае протекает в мантийном субстрате, отвечающем гранатсодержащему шпинелевому лерцолиту, то в остатке также будет накапливаться гарцбургит.

Таким образом, магматическая дифференциация верхней мантии при геосинклинальном процессе приведет к появлению в верхних частях мантии лерцолита, который при дальнейшей магматической эволюции постепенно замещается на глубину гарцбургитом.

Все установленные геохимические особенности вулканических пород Сакмарской зоны свидетельствуют о том, что в процессе развития геосинклинали в исследованном районе на разных этапах проявлялся вулканизм, по своим характеристикам сходный с вулканизмом, развитым в различных структурных зонах современных океанов и их передовых зон. Здесь есть аналоги абиссального вулканизма трещинного и центрального типов, пелагических зон океана, отдельных океанических островов и островных дуг. Однако отсутствуют недифференцированные толеитовые базальты срединно-океанических хребтов. По-видимому, характер и масштабы Сакмарского "палеоокеана" отличаются от таковых современного океана отсутствием структурных зон, аналогичных срединно-океаническим хребтам, что согласуется с предположением об образовании структуры в результате раздвига по плоскостям срыва на коровых уровнях.

В табл. 16 приведены расчетные составы расплавов, давших начало сугралинским, шандинским, тарангульским и чанчарским вулканитам, полученные как средние взвешенные по полям уплотнения фигуративных точек диаграммы Х. де ля Роша. Если выбранный нами подход справедлив, то следует отметить, что предлагаемые составы в некоторой степени отличаются от составов, рассчитываемых при селективном плавлении гранат-шпинелевых перидотитов. С нашей точки зрения, такое различие несомненно должно быть. Ибо мантийный первичный расплав, вследствие ряда причин испытывает значительную трансформацию состава по мере продвижения вверх. Главнейшими из этих причин являются взаимодействие расплава с вмещающими породами в системе: расплав → вмещающие породы мантии → трансформированный расплав → → вмещающие породы промежуточной камеры, а также влияние ювенильных растворов на всем протяжении перемещения расплава вверх.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА В СВЯЗИ СО СТАНОВЛЕНИЕМ СТРУКТУРЫ

Рассматриваемый в работе район расположен на стыке платформы (включая миогеосинклиналь) и эвгеосинклинали. Первая характеризуется мощным "гранито-гнейсовым" основанием, перекрытым платформенными или миогеосинклинальными рифейскими и палеозойскими отложениями, вторая – ультрабазит-габбро-амфиболитовым комплексом, выше которого залегают вулканогенно-осадочные отложения кембрия, ордовика, силура и девона. В настоящее время получили широкое распространение представления о том, что подобного рода толщи пород эвгеосинклинали являются океанической корой прошлого (Пейве, 1969). На Урале ее разрезы описаны во многих местах. Они стандартны и мало чем отличаются от разрезов офиолитовых зон других складчатых систем, что позволяет рассматривать бо́льшую часть уральской геосинклинали как палеозойскую структуру океанического типа (Пейве и др., 1972). Вместе с тем в Сакмарской зоне разрез несколько отличается от принятого стереотипа, так как здесь непосредственно выше меланократового основания (ультрабазит-габбро-амфиболитовый комплекс) отсутствует вулканическая серия, соответствующая океаническим толеитам и относимая обычно к образованиям океанического чехла.

Проблема становления Уральской геосинклинали, характеристика нижних толщ вулканогенно-осадочной серии и их соотношения с породами меланократового основания сейчас приобретают актуальное значение. Сакмарская зона в решении этих задач играет особую роль, так как является своеобразной моделью, на примере которой лучше всего могут быть изучены состав, латеральные и вертикальные соотношения вулканогенно-осадочных формаций ранних стадий развития Урала. Это объясняется тем, что здесь вскрыт наиболее полный и хорошо палеонтологически обоснованный разрез разнофациальных комплексов ордовика и силура. Их изучение привело нас к следующим основным выводам.

1. Все отложения, слагающие зону, прорваны многочисленными телами серпентинитового меланжа. Здесь же в виде крупных (площадью несколько квадратных километров) блоков вскрыты габброиды и амфиболиты (Руженцев, 1976). Уже породы верхнего кембрия – гремадока содержат продукты размыва ультрабазитов. Обломки ультрабазитов установлены в среднеордовикских, а ультрабазитов и габбро – в верхнеордовикских и особенно силурийских отложениях. В сугралинском комплексе, как мы видели, появляются пачки конгломератов, сложенных галькой амфиболизированного габбро и ультрабазитов. Характерно, что здесь же впервые появляются многочисленные обломки зеленых сланцев, амфиболитов, а также зерна метаморфогенного эпидота и роговой обманки. Максимальное распространение продукты размыва меланократового основания получают в девонских отложениях, где часто можно наблюдать крупные олистолиты амфиболитов, габбро и ультрабазитов. Все это, а также почти полное отсутствие внутрибассейнового "сиалического" обломочного материала и за очень редким исключением глыб пород "гранито-гнейсового" ряда в меланже позволяют предположить, что по крайней мере вулканогенно-осадочная серия Сакмарской зоны формировалась на коре океанического типа (Поспелов, Руженцев, 1972; Руженцев, 1976).

2. В раннем палеозое поступление обломочного материала шло в основном с запада, с платформы, и с востока, из области вулканических поднятий. В центральной части бассейна располагался пояс накопления конденсированных, преимущественно глинистых и кремнистых осадков. Таким образом, здесь четко различаются формации пассивного (приконтинентального) и активного краев бассейна, а также расположенная между ними зона некомпенсированного прогибания.

3. Характерно структурное положение бассейна, находившегося между краем Восточно-Европейского континента и островодужным поднятием.

Перечисленные особенности нижнепалеозойского (до силура включительно) прогиба Сакмарской зоны позволяют сравнить его со структурами типа неактивных краевых морей по терминологии Д. Карига (1974).

История развития Сакмарского прогиба в палеозое характеризуется большой сложностью (Руженцев, 1976). Его становление начинается в конце кембрия, когда формируется толща преимущественно терригенных осадков, образованных продуктами размыва пород сиалического ряда. Наряду с аркозами и ортокварцитами здесь присутствуют грахибазальты, липариты и их туфы, яшмы и известняки (кидрясовская и куагачская свиты). В фациальном отношении это сравнительно пестрый комплекс отложений, которые накапливались в отдельных, более или менее разобщенных и резко выраженных седиментационных ваннах, вследствие чего отличаются непостоянством мощностей и гранулометрии обломочного материала. Они формируются в результате размыва хорошо морфологически выраженных уступов "сиалических" блоков, расположенных часто рядом с областью аккумуляции (наличие грубообломочных разностей, вплоть до валунных конгломератов). Рассматриваемые образования, основной отличительной чертой которых является подавляющее преобладание в разрезе сравнительно грубых продуктов размыва высоко поднятого континентального (платформенного) уступа, вообще характерны для базальных горизонтов некоторых эвгеосинклинальных серий ("грабеновые фации" Dewey, Bird, 1971). В ряде случаев (например, Ньюфаундленд) седиментационная зависимость край платформы (континента) – область аккумуляции доказывается непосредственными полевыми наблюдениями.

Начиная с аренига возникает единый, слабо дифференцированный прогиб, в котором формируется сравнительно маломощная (200–450 м), преимущественно глинистая толща кураганского комплекса. С прогибом связан довольно глубоководный бассейн с хорошо выраженным западным склоном, где среди глинистых осадков временами отлагались сносимые с платформы аркозовые и кварцевые пески (флуксотурбидиты). Начиная со среднего ордовика в восточной части бассейна, как мы видели, появляется большое количество пирокластического и грубого вулканомиктового материала, указывающее на присутствие к востоку от прогиба островного вулканического поднятия. Вулканогенные осадки "оттеснили" область терригенной седиментации к западу, причем этот процесс шел не путем разбавления терригенного материала пирокластическим, а путем миграции в указанном направлении границы их раздела и расширения области развития вулканогенных отложений. Характерно, что зона относительно маломощных (конденсированных) осадков тоже испытывала миграцию к западу.

Во второй половине ордовика в средней части бассейна появляются первые накопления базальтов.

Таким образом, в ордовике (за исключением самого его начала) Сакмарский прогиб представлял собой глубоководный бассейн, располагавшийся между окраиной Восточно-Европейской платформы и вулканической грядой. Отличительной его чертой было резкое углубление в ареннге на фоне удаления континентального источника сноса. Выполнявшие прогиб отложения, по-видимому, накапливались частично на отложениях "грабеновых фаций", частично на меланократовом основании. Во всяком случае для позднего ордовика это доказывается полевыми наблюдениями (Поспелов, Руженцев, 1972).

Отмеченная смена отложений по латерали и вертикали отражает процесс становления Сакмарской структуры вследствие разрыва континентальной плиты

и последующего раздвига ее обособившихся частей. Сначала вдоль линии такого разрыва закладывается система грабенов, заполнявшихся сравнительно грубым аркозовым обломочным материалом, указывающим на близость континентальных источников сноса. Смена отложений этого типа сходными по составу, но гораздо более тонкими и глубоководными осадками связывается нами с явлением последующего раздвига обособившихся ранее континентальных глыб. Предложенный механизм подтверждается также и тем, что аргиллиты и алевролиты кураганского типа залегают местами непосредственно на ультрабазитах и габбро, т.е. сиалические источники сноса, находившиеся в непосредственной близости от зоны аккумуляции в тремадоке и раннем ареннге, в позднем ареннге были удалены, обнажив породы меланократового основания. Очевидно, что заложение и последующее развитие вулканической гряды на востоке теснейшим образом связаны с процессом смещения к западу платформенной плиты.

В силуре тектоническое развитие прогиба сохранило прежние тенденции: для него характерно устойчивое прогибание и расширение. Дальнейшее "отступание" континентальных источников привело к уменьшению приноса терригенных осадков, в том числе и глинистых. Основным седиментационным процессом стало кремненакопление. Кремнистые породы перекрыли как гуфогенные (губерлинская свита), так и терригенные (кураганская свита) толщи ордовика. На востоке продолжали существовать эксплозивные вулканы, поставляющие в восточную часть бассейна пирокластический материал кислого и среднего состава.

Одно из главных отличий силурийского бассейна – проявление по границе областей кремнистой и гуфогенной седиментации интенсивных излияний базальтов. Они начались еще в ордовике, однако в силуре их масштабы гораздо значительней и основные лавы занимают обширную территорию в виде субмеридиональной полосы. Ранее предполагалось, что ее формирование было связано со спредингом океанического дна, а сама вулканическая зона сопоставлялась со структурами срединно-океанических хребтов (Руженцев, 1974). Собственно спилит-диабазовый комплекс рассматривался как серия, аналогичная или близкая океаническим толеитам (Иванов и др., 1972). Приведенный в настоящей работе материал показывает, что такие представления неверны. Петрохимическая характеристика силурийских эффузивов подтверждает заметное их отличие от океанических толеитов как по составу базальтоидов, так и по характеру дифференциации. Рассматриваемый вулканогенный комплекс, представляющий собой контрастно дифференцированную базальт-липаритовую серию, содержащую, однако, все переходные разности пород (от андезито-базальтов до дацитов), скорее всего занимает промежуточное положение между вулканитами островных дуг и океанических хребтов. От первых они отличаются характером дифференцированности, от вторых – широким развитием кислых разностей. Вполне возможно, что рассматриваемая серия вообще характерна для структур типа окраинных морей, на что недавно обратили внимание М. Блэйк и Д. Джонс (1974), рассматривая строение Большой Долины Калифорнии.

Внутренняя структура вулканической полосы Сакмарской зоны не вполне ясна, но очевидно, что она была построена сложно. На это указывают большая фациальная пестрота слагающих ее отложений, широкое развитие олистостром, а также состав обломочных пород. Так, например, эффузивно-кремнистые отложения центральной части бассейна формировались в сравнительно глубоководной обстановке. Однако здесь же местами располагались отдельные вулканические возвышенности, влиявшие на характер осадков.

Со второй половины силура в бассейне появились кордильеры. В зону размыва были введены кремнистые и вулканические толщи нижнего силура, а локально и меланократовый фундамент (ультрабазиты, габбро, амфиболиты и зеленые сланцы). Появились значительные накопления обломочного материала, часто представлявшие собой типичную олистострому. Обломочные горизонты встречались и раньше, но их было немного, и, главное, они были образованы в основном продуктами размыва вулканических построек. В целом же до середины силура весь бассейн оставался областью устойчивого прогибания.

Характерно, что породы, слагавшие кордильеры, до разрушения испытали складчатость, будинаж, перекристаллизацию, а изверженные – и зеленокаменное изменение. Обращает на себя внимание факт, что среди обломочного материала нет ордовикских пород. Это позволяет предположить, что по крайней мере частично вулканогенный комплекс силура залегает непосредственно на меланократовом основании.

Таким образом, формирование нижнепалеозойского прогиба связано с рифтингом континентальной плиты и последующим раздвигом ее отдельных частей. В процессе раздвига был вскрыт меланократовый фундамент. Синхронное и однонаправленное смещение областей терригенной и гуфогенной седиментации в ордовике, отсутствие в это время базальтовых излияний показывают, что смещался по существу только гранитный слой, сорванный со своего основания. Начиная с середины ордовика, и особенно в раннем силуре, происходят разрыв и растяжение на более глубинных уровнях, в связи с чем начинаются излияния базальтоидов. Синхронное смещение в западном направлении границ терригенной, кремнистой и вулканогенной зон показывает, что движение обособившихся блоков шло в одном направлении. Однако расширение области кремнистой седиментации в силуре по сравнению с таковой в ордовике, по-видимому, дает основание считать, что "сиалические" блоки смещались на относительно бо́льшие расстояния, нежели "океанические".

Часть поднятий, возникших в середине силура на территории прогиба, пространственно совпадала с краевыми частями вулканической полосы. Как указывалось, в их пределах были выведены в зону размыва не только отложения вулканогенно-осадочного чехла, но и породы фундамента. Широкое развитие олистостром, перемытых тектонических кремневых брекчий свидетельствует о том, что указанные поднятия представляли собой структурные элементы, сформировавшиеся в условиях сжатия (олистостромы в этом случае мы рассматриваем как индикатор определенного тектонического режима). На территории центральной полосы рассматриваемой зоны условия седиментации и вулканизма были иными. Здесь наряду с базальтоидами накапливались глубоководные кремнистые или пеплово-кремнистые осадки. Предположительно мы считаем, что на этой территории продолжали господствовать условия тектонического растяжения, синхронные процессам сжатия в смежных районах. Сейчас нет возможности оценить относительную роль процессов сжатия и растяжения в пределах вулканической зоны. Однако очевидно, что мы не можем применять механизм стандартного спрединга по следующим причинам.

1. Отсутствие вулканитов океанического чехла (налегание ордовикских осадочных образований непосредственно на меланократовый фундамент) показывает, что раздвиг локализовался только в коре, не достигая уровня астеносферы. В пользу этого говорит также и отсутствие дайкового комплекса.

2. Специфический характер вулканической серии верхнего ордовика – силура, заметно отличный от характера типичных толеитов срединно-океанических хребтов, предполагает, по-видимому, иные условия ее образования.

3. Структура центральной вулканической полосы с ее кордильерами, формирование которых обусловлено процессами сжатия, не соответствует структуре срединно-океанических хребтов в том виде, как она понимается с позиций стандартного спрединга.

Возникновение внутрибассейновых кордильер в середине силура является поворотным моментом в развитии Сакмарского прогиба, знаменующим перестройку структуры последнего, что нашло отражение в изменении его формационного ряда, и в частности в исключительно широком распространении олистостром и меланжей. В настоящее время почти общепринятыми остаются представления о тесной генетической связи олистостром с периодами тектонического сжатия. Существуют многочисленные работы, в которых обоснован тот факт, что олистостромы образуются за счет размыва фронта тектонических покровов. Как отмечалось, первые олистостромы образовались в рассматриваемом районе еще в силуре. Однако максимальное развитие они получили в раннем и среднем девоне (шандинская свита).

Шандинская олистостромовая формация, как было показано, отличается большой сложностью строения и пестрым набором осадков: от глыбовых горизонтов до тонких кремнистых пород. Важно отметить, что на площади не удается установить какую-либо упорядоченность в расположении различных фациальных комплексов. Характерно присутствие в большем или меньшем количестве разнообразных по составу и размерам глыб. Последние представлены ордовикскими песчаниками, яшмами, известняками, туффитами, туфоаргиллитами, силурийскими фтанитами, известняками и эффузивами, девонскими известняками, кремнями и песчаниками. Образования этого типа по существу имеют площадное распространение.

Девонские олистостромы, как и силурийские, образованы внутрибассейновым обломочным материалом, но в девоне размывались породы большего стратиграфического объема и эрозия охватывала более широкие площади. Как мы видели, "шандинский бассейн" отличался очень расчлененным рельефом. Обращает на себя внимание характер раннедевонского вулканизма. Это, как мы видели, последовательно дифференцированный комплекс. Объемное соотношение дифференциатов различной кремнекислотности примерно одинаково. Однако несколько преобладают дациты. Как было показано (см. с. 135), состав первичного расплава близок к андезиту – андезито-базальту, т.е. шандинские вулканиты соответствуют породам островных дуг.

Тектонические условия образования олистостромовой формации связаны со становлением тектонической суши. В силуре такая "суша" (поднятие) имела локальное распространение, в девоне занимала гораздо бо́льшие площади. По нашему мнению, все это отражает процесс становления системы кордильер, формирующихся в условиях нарастающего тектонического сжатия. Дальнейшим отражением этого процесса является возникновение в среднем девоне (середина эйфеля) системы тектонических покровов (первый этап шарьирования). Образовавшиеся к этому времени толщи тектонически смещаются, а эвгеосинклинальные массы оказываются надвинутыми на край Восточно-Европейской платформы. Анализ структуры зоны стыка миогеосинклинали и эвгеосинклинали показывает, что процесс такого совмещения происходил в виде активного пододвигания континентальной плиты под эвгеосинклиналь (Руженцев, 1976).

Сформировавшийся покровный пакет был перекрыт комплексом туфов и лав позднеэйфельско-живетского возраста. Преобладают лавы щелочной оливин-базальтовой серии, слабо дифференцированные (от пикритовых базальтов до андезитов). По петрохимическим особенностям лавы западной части зоны (чанчарская ассоциация) соответствуют щелочным континентальным породам, а восточной (тарангульская ассоциация) – ближе всего соответствуют щелочным породам континентов и Атлантических островов. Специфика состава вулканитов определяет важное тектоническое следствие: в это время в пределах Сакмарской зоны появляются сиалические массы. Учитывая резкое отличие состава верхнеэйфельских-живетских лав от силурийских и нижнедевонских, а также тот факт, что щелочные базальтоиды возникали непосредственно сразу после первого этапа шарьирования, можно предположить, что в этот период продолжалось аллохтонное внедрение континентальной плиты в пределы эвгеосинклинали.

На рубеже живета и франа происходит сдва́ивание пакета покровных пластин (второй этап шарьирования). Это доказывается залеганием силурийских отложений на эйфель-живетских лавах. Отмеченная покровная система была перекрыта франскими, преимущественно кремнистыми отложениями, формирование которых происходило в условиях относительного тектонического покоя. Эти отложения имеют трансзональное распространение, слагая обширные территории как на западном, так и на восточном склоне Урала.

Заканчивая рассмотрение истории формирования Сакмарской зоны, отметим последовательность основных тектонических событий, нашедшую отражение в смене формаций по вертикали и латерали. В основе своей она мало чем отличается от той, которая устанавливается для других эвгеосинклинальных зон. Здесь выделяются рифтовая, океаническая, переходная и континентальная ста-

дии (Пейве и др., 1972). Вместе с тем существуют некоторые специфические черты, отличающие Сакмарскую модель развития от стандартной. Кратко охарактеризуем эти стадии.

1. Рифтовая (грабеновая) стадия ($\epsilon_3 - O_1a_1$) – разрыв и начало раздвига континентальной плиты. Образовавшаяся в этот период система грабенов заполняется аркозами. Сколько-нибудь широких полей, лишенных сиалической коры, еще не существует. Края континентальных блоков выражены резко и являются областью интенсивного размыва.

2. Океаническая стадия ($O_1a_2 - S_2$) – раздвиг обособившихся ранее континентальных плит достигает максимальных размеров. Появляется широкая зона с корой океанического типа. На океаническом фундаменте в приконтинентальных частях накапливаются сравнительно маломощные глубоководные терригенные и кремнистые отложения. Прогиб ограничивается с востока вулканическим поднятием островного типа. Специфический характер вулканизма в его пределах (резкое преобладание кислых разностей) позволяет предполагать существование здесь континентальной коры.

Сакмарский краевой бассейн является новообразованным, возникшим в результате раздвига континентальных плит. Однако такой раздвиг происходил не в итоге разрыва и смещения литосферных плит по астеносфере, как это предполагается для некоторых современных краевых морей, а в результате срыва и смещения континентальной коры (или ее "гранито-гнейсовой" части) по поверхности М (или соответственно К). Это определило амагматичность Сакмарского прогиба в ордовике.

3. Переходная стадия ($S_2 - D_2ef_1$) – начало постепенного и локального сжатия структур океанического типа и превращения их в континентальные. Этот процесс начался в осевой части прогиба, где формируется вулканическая зона, представляющая собой сложно построенное поднятие. Есть основания считать, что указанное поднятие не является структурой типа срединно-океанического хребта (в "спрединговом" его понимании), а может рассматриваться как складчатое сооружение типа внутрибассейновой кордильеры.

Процесс сжатия получил дальнейшее развитие в раннем – начале среднего девона, когда возникла система кордильер, вдоль которых образовался комплекс олистостром. В итоге к концу переходной стадии сформировался пакет покровных пластин и появилась аллохтонная континентальная кора.

4. Континентальная стадия (начавшаяся с D_2ef_2) – в это время процесс сжатия получил дальнейшее развитие. А возникшая ранее покровная масса в среднем и позднем палеозое испытала весьма сложные структурные превращения.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулин А.А. 1973. Геология Мугоджар. Алма-Ата, "Наука".

Абдулин А.А., Касымов М.А., Львов К.А. 1969. Геологическое строение и структурное районирование Мугоджар. – В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, "Наука".

Безруков П.Л. 1960. Донные отложения Охотского моря. – Труды Ин-та океанологии АН СССР, 32.

Безруков П.Л. 1970. Общие черты осадконакопления в Тихом океане. – В кн.: Тихий океан. Т.6, кн. 2. М., "Наука".

Бетехтин А.Г. 1950. Минералогия. М., Госгеолиздат.

Блэйк М., Джонс Д. 1974. Происхождение франсисканского меланжа Северной Калифорнии. – Геотектоника, № 6.

Богданов А.А. 1947. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. – Мат-лы к познанию геол. строения СССР, нов.сер., вып.7 (11). М., изд. МОИП.

Борукаев Ч.Б. 1970. О палинспастических построениях. – Геотектоника, № 6.

Ботвинкина Л.Н. 1965. Методическое руководство по изучению слоистости. – Труды ГИН АН СССР, вып. 119.

Водорезов Г.И., Розман Х.С. 1956. О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте гипербазитов Южного Урала. – В кн: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 1. М., Госгеолтехиздат.

Гаврилов А.А. 1967. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар.- Труды ГИН АН СССР, вып. 169.

Дзоценидзе Г.С. 1972. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза. – Геол.рудных м-ний, № 5.

Заварицкий А.Н. 1961. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР.

Зегебарт Д.К. 1936. О геологическом исследовании правобережья р.Сакмары.– Труды Нефт.геол.–развед. ин-та, сер.А, вып. 8.

Золотарев Б.П. 1975. Геохимия и петрология толеит-базальтовой формации Сибирской платформы. – В кн.: Редкие элементы в изверженных породах. М., "Недра".

Золотарев Б.П., Ильинская М.Н., Кориневский В.Г. 1975. Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиандезит-базальтов. – Изв. АН СССР, сер.геол., № 1.

Золотарев Б.П., Соболев С.Ф. 1972. Связь петрохимических особенностей базальтоидов Курильской островной дуги и сопредельных районов с различными типами земной коры. – В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей (Верхняя мантия, № 9). М., "Наука".

Иванов К.П., Чурилин Н.С. 1975. Распространение и условия образования фации гиалокластитов в некоторых уральских формациях. – Труды Ин-та геол. и геохим. Уральск.науч. центра АН СССР, вып. 113. Свердловск.

Иванов С.Н. и др. 1972. Природа Уральской эвгеосинклинали. – ДАН СССР, 206, № 2.

Камалетдинов М.А. 1968. О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа. – Геол. нефти и газа, № 3.

Камалетдинов М.А. 1974. Покровные структуры Урала. М., "Наука.

Карп Д. 1974. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. – В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир".

Келлер Б.М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. – Труды Ин-та геол. АН СССР, вып. 104, геол.сер. (№34).

Колесников В.Н. 1973. Некоторые новые данные о возрасте и петрохимических особенностях вулканических образований Сакмарского антиклинория на Южном Урале. – В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала (Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 21). Уфа.

Корень Т.Н., Петровский А.Д. 1967. Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала – Труды ВСЕГЕИ, нов.сер., 144.

Кориневский В.Г. 1970. Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар. – В кн.: Ежегодник (Ин-т геол. и геохим. Уральск.фил. АН СССР). Свердловск.

Кориневский В.Г. 1974. Новые данные по стратиграфии вулканогенного девона на юге западного склона Урала.– Труды Ильмен.заповедника Уральск. науч.центра АН СССР, вып. 12. Свердловск.

Кориневский В.Г. 1975. Нижнеордовикский вулканогенный комплекс на юге западного склона Урала. – Труды Ин-та геол.

и геохим. Уральск.науч.центра АН СССР, вып. 106. Свердловск.

Краузе С.Н., Маслов В.А. 1961. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР.

Кропачев С.М. 1970. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала.– Вестн. МГУ. Сер.геол., № 1.

Кропачев С.М. и др. 1973. Блявинско-Кындерлинская рудоносная зона. – В кн.: Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М., "Недра".

Леоненок Н.И. 1955. Силурийские отложения Косистекского района (Северные Мугоджары). – Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 10, вып. III.

Лучицкий И.В. 1976. Основы палеовулканологии. Т.1, М., "Наука".

Назаров Б.Б. 1975. Радиолярии нижнего-среднего палеозоя Казахстана. – Труды ГИН АН СССР, вып. 275.

Обуэн Ж. 1967. Геосинклинали. Пер. с англ. М., "Мир".

Павлинов В.Н. 1936. О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Кураганского района на Южном Урале. – Труды МГРИ, 1.

Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, №4.

Пейве А.В. 1973. Тектоника и развитие Урала и Аппалач – сравнение. – Геотектоника, № 3.

Пейве А.В. и др. 1971. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".

Пейве А.В. и др. 1972. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиналей. – Сов. геология, № 12.

Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1973. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. – Геотектоника, № 3.

Петелин В.П. 1971. Формирование минерального состава глубоководных осадков. – В кн.: История Мирового океана. М., "Наука".

Петровский А.Д. 1962. Литология и условия образования тремадокских песчаников южной части Южного Урала. – Труды ВСЕГЕИ, нов.сер., 86.

Петровский А.Д. 1965. Кембрийские, ордовикские и силурийские отложения Южного Урала и Северных Мугоджар. Автореф.канд. дис. Л.

Половинкина Ю.Ир. 1966. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч.2, т.1. Изверженные породы. М., "Недра".

Поспелов И.И., Руженцев С.В. 1972. К проблеме офиолитового комплекса центральной части Сакмарской зоны Урала. – ДАН СССР, 203, № 1.

Риттман А. 1964. Вулканы и их деятельность. Пер. с англ. М., "Мир".

Руженцев С.В. 1971. Геология южной части Сакмарской зоны Южного Урала.– В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".

Руженцев С.В. 1972. Основные фациальные комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала. – ДАН СССР, 206, № 5.

Руженцев С.В. 1974. Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. Автореф.докт.дис. М.

Руженцев С.В. 1976. Краевые офиолитовые аллохтоны (Тектоническая природа и структурное положение). – Труды ГИН АН СССР, вып. 283.

Руженцев С.В., Белов А.А. 1973. К проблеме палеотектонических и палеогеографических реконструкций в областях складчато-покровного строения.– Геотектоника, № 4.

Руженцев С.В., Хворова И.В. 1973. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала. – Литол. и полезн. ископаемые, № 6.

Садрисламов Б.М. 1974. Палеотектонические условия накопления силурийских и раннедевонских вулканогенно-осадочных образований Южного Урала. – В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., "Наука".

Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Клюжина М.Л. Анфимов Л.В. 1974. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 5, франский век. М., "Наука".

Соболев С.Ф., Золотарев Б.П. 1975. Геохимия и петрология главных формационных типов ультраосновных и основных пород. – В кн.: Редкие элементы в изверженных породах. М., "Недра".

Страхов Н.М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.

Хворова И.В. 1968. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. – В кн.: Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. М., "Наука".

Хворова И.В. 1970. Кальцитовые конкреции в кремнистой толще Северных Мугоджар.– Литол. и полезн. ископ., № 1.

Хворова И.В. 1974а. Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования. – Литол. и полезн. ископ., № 2.

Хворова И.В. 1974б. Кремневые брекчии в палеозое Южного Урала. – Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.

Хворова И.В., Дмитрик А.Л. 1972. Микроструктуры кремнистых пород (опыт электронно-микроскопического исследования).– Труды ГИН АН СССР, вып. 246.

Хворова И.В., Дриц В.А. 1963. Вулканогенные аргиллиты в девоне Актюбинского Приуралья. – ДАН СССР, 149, № 3.

Хворова И.В., Золотарев Б.П., Гусарева А.И. 1972. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала.– Литол. и полезн. ископ., № 6.

Хворова И.В., Рентартен Н.В., Вознесенская Т.А. 1975. Особенности минерального состава обломочных пород раннегеосинклинальных формаций (на примере Южного Урала). – В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., "Наука".

Шейнманн Ю.М. 1968. Очерки глубинной геологии. М., "Недра".

Эз В.В., Гафт Д.Е., Кузнецов В.И. 1965. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория Южного Урала. М., "Наука.

Яковлев Г.Ф., Зарайский Г.П., Старостин В.И. 1965. Субвулканические тела кислого состава и медно-колчеданное оруденение Блявинского района (Южный Урал). – Сов.геология, № 4.

Яншин А.Л. 1932. Тектоника Каргалинских гор. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 10, вып. 2.

Berger W.H., Winterer E.L. 1974. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. – In: Pelagic sediments: on land and under the sea. Spec. Publ., N 1. Intern. Sediment. Assoc. Sedimentologists. London.

Bouma A.H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam. Elsevier Publ.Co.

Bouma A.H. 1972. Fossil contourites in Lower Niesenflysch, Switzerland. – J. Sediment. Petrol., 42, N 4.

Cann J.R. 1970. Br, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. – Earth and Planet Sci. Lett., 10, N 1.

Carter R.H. 1975. Discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow and fluxoturbidites. – Earth Sci. Rev., 11, N 2.

Cleary W.J., Conolly J.R. 1974. Hatteras deep-sea fan. – J. Sediment. Petrol., 44, N 1.

Corbett C.D., Banks M.R., Jago T.B. 1972. Plate tectonics and the lower Palaezoic of Tasmania. – Nature Phys. Sci., 240, N 97.

De la Roche H., Letterier J. 1973. Transposition du tetraedre mineralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. – Compt. rend. Acad. sci., 276, N 24.

Dewey J., Bird J. 1971. Origin and enplacement of the ophiolite suite: appalachian ophiolite in Newfoundland. – Geophys. Res., 76, N 14.

Dzulynski S., Ksiazkiewicz M.,Kuenen Ph.H. 1959. Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. – Bull. Geol.Soc. America, 70, N 8.

El-Hinnavi E. 1964. Petrochemical characters of African volcanic rocks. – Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 2.

Gottini V. 1970. Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria. – Bull. volcanol., 33, N 3.

Hampton M.A. 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. – J. Petrol., 42, N 4.

Haner B.E. 1971. Morphology and sediments of Redondo submarine fan, Southern California. – Bull. Geol. Soc. America, 82, N 9.

Heiken G. 1974. An Atlas of volcanic ash.– Smithsonian Contrib. Earth Sci., N 12.

Hoedemaeker Ph.J. 1973. Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratella (Prov. of Murcia, Spain). – Scripta Geol., 19.

Hubert J.F. 1964. Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands by ocean-bottom currents rather than turbidity currents. – J.Geol., 72, N 6.

Jenkyns H.C. 1974. Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. – In: Pelagic sediments: on land and under the sea. Spec. Publ., N 1. Intern.Sediment. Assoc., Sedimentologists. London.

Kuenen Ph.H., Sanders J.E. 1956. Sedimentation phenomena in Kulm and Flözleeres graywackes, Sauerland and Obergarz, Germany. – Amer. J. Sci., 254, N 11.

Kuno H. 1966. Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs. – Geol. Surv. Canada, 2.

Miyashiro A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. – J.Geol. 82, N 2.

Mutti E. 1965. Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in oligocene deposits of Rhodes Island (Greece). – Sedimentology, 5, N 4.

Pearce J.A., Cann J.R. 1971.Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. – Earth and Planet Sci Lett., 12, N 3.

Sanders J.E. 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanism. – In: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Spec.Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., N 12.

Schlager W., Schlager M. 1973. Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – Sedimentology, 20, N 1.

Silvestri S.C. 1963. Proposal for a genetic classification of hyaloclastites. – Bull. Volcanol., 25, N 2.

Ziegler A.M., McKerrow W.S. 1975. Silurian marine red beds. – Amer. J. Sci., 275, N 1.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 3

СТРАТИГРАФИЯ 5

СТРУКТУРА И ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ 7

ФОРМАЦИИ 16
Эффузивно-терригенная формация 17
Характеристика отложений . . . . . –
Типы пород 20
Эффузивные и субвулканические породы . . . . . –
Вулканогенные обломочные породы 22
Пирокласто-осадочные породы (туффиты) 24
Терригенные породы 25
Кремнистые и карбонатные породы 28
Общая характеристика формации . . . . . –
Терригенно-кремнисто-туфовая формация 29
Характеристика отложений . . . . . –
Типы пород 38
Вулканогенные обломочные породы . . . . . –
Осадочно-пирокластические породы (туффиты) 43
Терригенные породы 46
Кремнистые породы (силициты) 49
Общая характеристика формации 50
Эффузивно-кремнистая формация 51
Характеристика отложений . . . . . –
Типы пород 81
Эффузивные и субвулканические породы . . . . . –
Петрографическая характеристика 82
Петрохимическая характеристика 83
Вулканогенные обломочные породы 89
Осадочно-пирокластические породы (туффиты) 95
Терригенные породы 96
Кремнистые породы (силициты) 108
Карбонатные породы 116
Общая характеристика формации 117
Олистостромовая формация 120
Характеристика отложений . . . . . –
Типы пород 130
Эффузивные и субвулканические породы . . . . . –
Петрографическая характеристика . . . . . –
Петрохимическая характеристика 132
Вулканогенные обломочные породы 136
Осадочно-пирокластические породы (туфориты) 141
Терригенные обломочные породы . . . . . –
Кремнистые породы (силициты) 147
Карбонатные породы 148
Общая характеристика формации 151
Туфо-эффузивная формация 153
Характеристика отложений . . . . . –
Типы пород 157

Эффузивные и субвулканические породы 157
Петрографическая характеристика . . . . . –
Петрохимическая характеристика 160
Вулканогенные обломочные породы 166
Криптотуфогенные и осадочно-пирокластические породы (туфопелиты, туффиты) 169
Терригенные обломочные породы . . . . . –
Кремнистые породы 171
Общая характеристика формации . . . . . –
Туффито-кремнистая формация 172
Характеристика отложений . . . . . –
Типы пород 179
Вулканогенные обломочные породы . . . . . –
Терригенные обломочные породы 180
Кремнистые породы (силициты) 182
Карбонатные породы 185
Общая характеристика формации . . . . . –

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ 187
Осадочное вещество и его источники . . . . . –
Некоторые генетические типы отложений 190
Олистостромы . . . . . –
Отложения подводных потоков обломочного материала 194
Отложения донных течений (контуриты) 201
Фациально-палеогеографическая обстановка 208

ПЕТРОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ 216

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА В СВЯЗИ СО СТАНОВЛЕНИЕМ СТРУКТУРЫ 220

ЛИТЕРАТУРА 226

CONTENTS

FOREWORD 3

STRATIGRAPHY 5

STRUCTURE AND PALINSPASTIC RECONSTRUCTIONS 7

FORMATIONS 16
Effusive-terrigene formation 17
Characteristic of deposits . . . . . –
Rock types 20
Effusive and subvolcanic rocks . . . . . –
Volcanogenic clastic rocks 22
Pyroclastic-sedimentary rocks (tuffites) 24
Terrigenous rocks 25
Siliceous and carbonate rocks 28
General characteristic of the formation . . . . . –
Terrigene-siliceous-tuffaceous formation 29
Characteristic of deposits . . . . . –
Rock types 38
Volcanogenis clastic rocks . . . . . –
Sedimentary-pyroclastic rocks (tuffites) 43
Terrigenous rocks 46
Siliceous rocks (cherts) 49
General characteristic of the formation 50
Effusive-siliceous formation 51
Characteristic of deposits . . . . . –
Rock types 81
Effusive and subvolcanic rocks . . . . . –
Petrographical characteristic 82
Petrochemical characteristic 83
Volcanogenic clastic rocks 89
Sedimentary-pyroclastic rocks (tuffites) 95
Terrigenous rocks 96
Siliceous rocks (cherts) 108
Carbonate rocks 116
General characteristic of the formation 117
Olistostromic formation 120
Characteristic of deposits . . . . . –
Rock types 130
Effusive and subvolcanic rocks . . . . . –
Petrographical characteristic . . . . . –
Petrochemical characteristic 132
Volcanogenic clastic rocks 136
Sedimentary-pyroclastic rocks (tuffites) 141
Terrigenous clastic rocks . . . . . –
Siliceous rocks (cherts) 147
Carbonate rocks 148
General characteristic of the formation 151
Tuffaceous-effusive formation 153
Characteristic of deposits . . . . . –
Rock types 157

Effusive and subvolcanic rocks 157
Petrographical characteristic . . . . . –
Petrochemical characteristic 160
Volcanogenic clastic rocks 166
Cryptotuffogenous and sedimentary-pyroclastic rocks (tufopelites, tuffites) . . 169
Terrigenous clastic rocks . . . . . –
Siliceous rocks 171
General characteristic of the formation . . . . . –
Tuffite-siliceous formation 172
Characteristic of deposits . . . . . –
Rock types 179
Volcanogenic clastic rocks . . . . . –
Terrigenous clastic rocks 180
Siliceous rocks (cherts) 182
Carbonate rocks 185
General characteristic of the formation . . . . . –

SEDIMENTATION 187
Sedimentary substance and its origin . . . . . –
Some genetic types of deposits 190
Olistostromes . . . . . –
Deposits of underwater mass-flows 194
Deposits of bottom currents (contourites) 201
Facial-paleogeographical environments 208

PETROLOGY OF VOLCANIC COMPLEXES 216

THE HISTORY OF DEVELOPMENT OF THE BASIN RELATIVE TO FORMATION OF THE STRUCTURE 220

BIBLIOGRAPHY 226

ФОРМАЦИИ САКМАРСКОГО АЛЛОХТОНА (Южный Урал)

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени Геологическим Институтом

Редактор издательства И.М. Ерофеева. Художник В.С. Артемьев
Художественный редактор А.Н. Жданов. Технический редактор Н.А. Посканная

ИБ № 7044

Подписано к печати 25.1.78. Т – 00225.Усл.печ.л. 20,3 + 0,4 вкл. Уч.-изд.л. 22,2
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 500 экз. Тип. зак. 858. Цена 3р.40к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94[а]
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 40 к.