

АНДРЕЙ ЛЬВОВИЧ КНИППЕР* — ГУРАМ СЕРГЕЕВИЧ ЗАКАРИАДЗЕ* — МА-
НАНА БЕЯНОВНА ЛОРДКИПАНИДЗЕ*

ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА (МЕСТО В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ И СВЯЗЬ С ОФИОЛИТОВЫМ КОМПЛЕКСОМ)**

(Рис 11, Табл. 3)

Резюме: На основе детального изучения 4 типовых разрезов осадочно-вулканогенного комплекса верхнего мела, химического состава и петрологическо-геохимической интерпретации его вулканических членов, применяя существующие знания о доальбских офиолитах (коре океанического типа) Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа, авторы пришли к следующим заключениям:

а) верхнемеловой осадочно-вулканогенный комплекс формировался в краевой части бассейна на коре океанического (офиолитового) типа после ее предыдущего доальбского) тектонического разрушения (разломление, компрессия);

б) вулканогенно-осадочный комплекс верхнего мела сопоставимый с современными областями западной части Тихого океана с его желобами, подводными горами, вулканическим островами и др.;

в) связь верхнемелового осадочно-вулканогенного комплекса залегающего над доальбским офиолитовым комплексом четко тектоническая;

г) верхнемеловой осадочно-вулканогенный комплекс соответствует своей эволюцией и содержанием горных пород восточной Средиземноморской провинции, для которой характерны периодические интенсивные деформации, скупивание океанического фундамента, формирование островных дуг, характеризующихся вулканитами разнообразного состава и др.

Abstract: On the basis of detailed study of 4 type sections in sedimentary-volcanic complex of the Upper Cretaceous, chemical composition and petrological-geochemical interpretation of its volcanic members, applying existing knowledge on pre-Albian ophiolites (oceanic type crust) of the Sevan-Akerin zone of the Small Caucasus, the authors came to following conclusions:

a) Upper Cretaceous sedimentary-volcanic complex was formed in a marginal part of the basin on the crust of oceanic (ophiolitic) type after its previous (pre-Albian) tectonic destruction (breaking, compression);

b) volcanic-sedimentary complex of the Upper Cretaceous is comparable with the present areas in the western part of the Pacific Ocean with its trenches, seamounts, volcanic islands, etc.;

c) contact of pre-Albian ophiolitic complex with overlying Upper Cretaceous sedimentary-volcanic complex is markedly tectonic;

d) the Upper Cretaceous sedimentary-volcanic complex corresponds by its development and rock contents to the Eastern-Mediterranean province characterized by periodic intensive deformations, compression of oceanic fundament, formation of island arcs, characterized by volcanics of varied composition, etc.

* А. Л. Книппер, д-р. г. м. н., Г. С. Закариадзе, к. г.-м. н., М. Б. Лордкипанидзе, к. г.-м. н., Геологический институт АН СССР, Пыжевский пер. д. 7, 108017 Москва Ж-17.

** Прочитано на международном симпозиуме „Петрогенетические аспекты офиолитов и подобных комплексов“ (г. Кошице, 27 сентября 1983 г.)

Введение

В последнее десятилетие многие представления о строении, структурном положении и истории формирования офиолитовых комплексов складчатых зон подверглись существенному пересмотру. В результате этой ревизии, возникшей под влиянием гипотезы новой глобальной тектоники, было выяснено, что внутреннее строение офиолитовых серий, а следовательно и история их становления, являются гораздо более сложными, чем это представлялось ранее. Кроме того, почти повсеместно аллохтонное положение пород офиолитовой ассоциации в складчатых областях самого различного возраста и их сходство с породами современных бассейнов с океанической корой привело многих геологов к выводу, что офиолиты внутриконтинентальных складчатых поясов представляют собой реликты океанической коры геологического прошлого, тектонически перемещенные на края континентальных масс, некогда окружавших пространства с корой океанического типа.

Ниже на основании детального фактического материала, собранного в результате многолетних исследований Севано-Акеринской зоны (Рис. 1) авторы попытаются восстановить характер верхнемелового вулканизма и его место в истории развития этой части Малого Кавказа, а также его взаимоотношение с офиолитовым комплексом.



Рис. 1. Положение Севано-Акеринской зоны в структуре Ближнего Востока.

Объяснения: Горизонтальная штриховка — Европейская плита; вертикальная штриховка — Африкано-Аравийская плита; крестик — область изверженно-щелочного вулканизма. Цифры: 1 — Севано-Акеринская зона; 2 — Вединская зона; 3 — Зангезурская зона; 4 — Сомхето-Карабахская зона.

Традиционной для Севано-Акеринской зоны точкой зрения является предположение, что ее верхнемеловой вулканогенно-осадочный комплекс представляет собой часть непрерывного разреза этого геосинклинального прогиба, где он нормально подстилается и перекрывается различными осадочными сериями (Паффенгольц, 1934). Следует лишь отметить, что Паффенгольц (1934, 1941) считал, что внедрение ультраосновных пород и габбро, которые повсеместно пространственно связаны с выходами верхнемеловых вулканитов, произошло в позднем эоцене. Таким образом, этот исследователь резко отрывал их возраст от времени формирования верхнемеловой вулканогенно-осадочной серии. Несколькими позднее, в связи с установлением достоверно более молодого возраста ультраосновных пород и габбро (Леонтьев — Хани, 1949; Шихалибейли, 1956, 1964), это породы по времени своего формирования были объединены с верхнемеловыми вулканическими толщами в единую офиолитовую формацию. Эта точка зрения, в целом берущая свое начало от исследований Паффенгольца, долгое время вообще не дискутировалась в литературе и считалась общепринятой.

Однако уже давно на территории Севано-Акеринской зоны в сеноманских отложениях были найдены обломки ультраосновных пород, а в некоторых вы-

ходах радиоляритов определены верхнеюрские радиолярии. В связи с этим ряд исследователей предполагал, что наряду с наличием нижнесенонской офиолитовой формации существует еще один офиолитовый комплекс — верхнеюрский по Ренгартену (1959), докембрийский по Шихалибейли (1967), палеозойский или докембрийский по Паффенгольцу. Положение этого комплекса в современной структуре Малого Кавказа было абсолютно неясно и даже приходилось предполагать, что обломки ультраосновных пород были перенесены в Севано-Акеринскую зону в результате размыва палеозойских ультраосновных пород Большого Кавказа (Паффенгольц, 1934).

Новый этап исследования Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа связан с концом шестидесятых — началом семидесятых годов.

Целый ряд исследователей А. Л. Книппер, С. Д. Соколов, М. Г. Ломизе, Д. И. Панов, Т. Аб. Гасанов) вообще стали отрицать присутствие в этой области верхнемеловых вулканитов и отнесли все породы офиолитового комплекса к юре — нижнему мелу (доальбу).

Эти исследователи основывали свою точку зрения на находках верхнеюрского-нижнемеловой фауны и микрофауны в известняках и радиоляритах вулканогенно-осадочной толщи (микрофауна, кораллы и радиолярии; Книппер, 1975; Соколов, 1977) на стратиграфическом залегании фаунистически датированных сеноманских отложений на любых породах офиолитовой ассоциации (так называемый Кылычлинский разрез Соколова) и на присутствии обломков всех пород офиолитового комплекса в позднесеноманской — раннеконьякской олистостроме.

По мнению вышеупомянутых исследователей, породы до альб-сеноманской офиолитовой ассоциации слагают крупные тектонические покровы, шарьированные в пределы Севано-Акеринской зоны.

Однако и эти исследования наталкивались на некоторые противоречия, связанные в первую очередь с присутствием верхне-мелового комплекса радиолярий в радиоляритах и микритовых известняках, прослаивающих эффузивные породы (Жамойда — Казинцева — Тихомирова, 1976). Сторонники доальбского возраста всех пород офиолитовой ассоциации не придавали особого значения этим определениям и связывали эти данные с ошибками при определений радиолярий.

В последнее время присутствие верхнемеловых вулканогенных толщ в пределах Севано-Акеринской зоны следует считать доказанным (Жамойда и др., 1976; Сатян, 1979; Knipper, 1980). Однако означает ли это возврат к гочке зрения Паффенгольца и Шихалибейли и крушению аллохтонной гипотезы? Накапливались ли эти толщи в узких трогах, положение которых в пространстве примерно совпадает с осевой частью современной Севано-Акеринской зоны, как это считает Сатян (1979)?

Ниже мы постараемся ответить на эти вопросы. В начале ознакомимся с некоторыми типовыми разрезами верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщи и с ее фациальными аналогами.

Описание разрезов

Верхнемеловые вулканогенно-осадочные серии Севано-Акеринской зоны представляют собой пестрый комплекс пород необычайно быстро меняющийся от

одного разреза к другому. Часть этих разрезов находится в нормальных стратиграфических взаимоотношениях с подстилающими их породами, а другая часть заключена в серпентинитовый меланж, где эти образования слагают протяженные блоки с ненарушенной стратиграфической последовательностью внутри блоков.

Разрез высот с отметками 1619 и 1961 в окрестностях с. Ардашеви

1. Описываемый разрез верхнемеловых отложений расположен к северу от села Ардашеви в Лачинском районе Азербайджанской ССР. Породы этой вулканогенно-осадочной серии образуют относительно просто построенную синклинальную складку, оборванную с северо-востока разломом (Рис. 2). В основании разреза располагаются массивные но иногда и отчетливо полосчатые габбро.

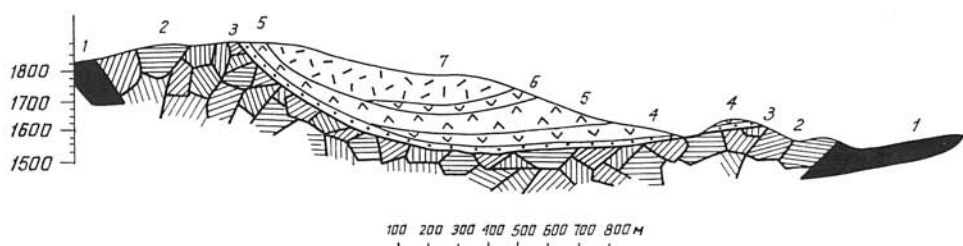


Рис. 2. Схематический геологический профиль р-на села Ардашеви.

Объяснения: 1 — серпентиниты и серпентинитовый меланж; 2 — габбро; 3 — алевролиты, аргиллиты, кремнистые сланцы, офиолитокластовые брекчии и конгломерато-брекчии; 4 — трахиандезиты и трахибазальты; 5 — толентовые базальты, базальтовые андезиты, радиоляриты; 6 — толентовые базальты, базальтовые андезиты, туфы; 7 — туфобрекчии и туфоконгломераты.

Эти породы прорваны редкими дайками микрозернистых габбро, диабазов и тонкими (2—3 см мощности) инъекциями плагногранитов. По приближению контактов со средне-меловыми отложениями все эти породы приобретают как бы брекчиевидный облик. Отдельные обломки габбро и габбро-диабазов сцементированы мелкозернистой массой („трухой“), состоящей из мельчайших обломков тех же пород, или составляющих их минералов. Вблизи контакта эти породы отчетливо ожелезнены. Это ожелезнение крайне неравномерно и, главным образом, приурочено к системе трещин. Отчетливо видны затеки красного алеврито-глинистого материала, выполняющие наиболее мощные трещины. Глубина „импрегнирования“ этого осадочного материала в габбро колеблется от 1 до 8 метров. Выше, прямо на неровной карманообразной поверхности габбро, залегают аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники розового, зеленого и серого цвета, в которых преобладают обломки пироксенитов, плагноклазов, эпидота, хлорита и кварца (основание пачки 1). Розовые разности этих пород неотличимы от алеврито-глинистых пород, заполняющих трещины в габбро и диабазах. В нижней части эта осадочная пачка, в интервале 20—30 см по мощности, со-

держит неокатанную щебенку подстилающих пород. Иногда в основании осадочной толщи содержится пласти микроконгломератов, в котором преобладают полуокатанные обломки трахиандезитов, базальтов и риолитов. В двух-трех метрах от контакта с габбро, внутри аргиллитов алевролитов и тонкозернистых песчаников встречаются линзы грубых осадочных бесцементных брекчий, сложенных остроугольными обломками диоритов, плотно притертых друг к другу. Очень редко эти брекчии содержат хорошо окатанные валунчики (10—15 см в диаметре) серых риолитов. Протяженность таких линз достигает 8 м при мощности до 1,5 м.

Такой же облик, обусловленный чередованием очень тонкого окатанного и сортированного материала с линзами грубообломочных и несортированных пород, эта пачка сохраняет и вверх по разрезу (общая мощность около 50 м). Здесь внутри разреза выделяются линзы мономиктовых бесцементных габбровых брекчий, линзы мономиктовых (преимущественно габбровых) конгломерато-брекчий и полимиктовых конгломератов, которые нередко до простиранню сменяют собой мономиктовые брекчии. Мощность таких линз нередко достигает 10 м при протяженности до 50 м.

В обломках конгломератов и брекчий встречаются нормальные габбро, амфиболовые габбро, габбро-диабазы, микродиориты, брекчированные граниты, андезиты, трахиандезиты, риолиты, радиоляриты, различные органогенные обломочные известняки и песчаники, содержащие фрагменты риолитов, радиоляритов, габбро и кварцевых диоритов. Примерно в 10 м от основания пачки в пласте органогенно-обломочного известняка розового цвета, просланяющего аргиллиты и песчаники, нами были собраны окаменелости, среди которых М. А. Пергаментом были определены *Aucellina cf. caucasica* BUCH., *Aucellina ex gr. gryphaeoides* SOW., *Aucellina* sp. indet. Эта фауна говорит о позднеаптском (?) — альбском возрасте вмещающих отложений. Вместе с пеллециподами нами были собраны плохой сохранности остатки белемнитов, которые, по определению В. А. Густомесова, предположительно относятся к роду *Neohibolites*, который характерен для аптского яруса.

2. Выше, в разрезе высоты 1619, располагается лавовая пачка (пачка 2), которая состоит из чередования сиреневых афировых роговообманковых трахиандезитов, радиоляритов с линзами и горизонтами розовых микритовых известняков и белых органогенно-обломочных микритовых известняков. Мощность этой пачки около 150 м.

3. Шаровые лавы пузырчатых, сильно оглиненных лейкократовых базальтов и возможно более кислых пород, чередующиеся с радиоляритами и микритовыми известняками. Мощность этой пачки около 150—200 м.

4. Афировые и олигофировые меланократовые высокотитанистые толлит-базальты. Эти породы оглинены и пронизаны кварц-полевошпатовыми жилами. Мощность пачки 100 м.

5. Чередование шаровых лав толлит-базальтов, базальтовых андезитов с радиоляритами, аргиллитами, аргиллит-туффитами. Встречаются маломощные пропластки красноватых радиоляритовых брекчий, сложенные преимущественно обломками радиоляритов, но содержащие также фрагменты базальтов и микритовых известняков (400 м).

6. Чередование массивных, часто интенсивно передробленных лав, толлит-базальтов и базальтовых андезитов иногда сцементированных известковистым цементом (карабахиты) с витрокристаллокластическими туфами базальтового

и андезитового состава и радиоляритовыми брекчиями. В последние наряду с обломками радиоляритов, базальтов и микритовых известняков, появляются серпентиниты и габбро (200 м).

7. Пачка грубообломочных туфо-брекчий и туфо-конгломератов. Породы состоят из крупных блоков и более мелких обломков эффузивов (афировые и порфировые базальты, андезиты, дациты, риолиты), диабазов, оливиновых и рогово-обманковых габбро, кварцевых микродиоритов, серпентинитов, радиоляритов. Цемент этих обломочных пород аргиллитово-кремнистый или песчанистый. В последнем случае он содержит обильный материал, возникший при размыве кислых вулканических пород. Нередко цемент обнаруживает градиационную слоистость и состоит из чередования полос красного цвета, сложенных аргиллит-кремнистым материалом, и светлых полос, представленных продуктами размыва кислых вулкаников (320 м).

Общая мощность описанного разреза около 1400 м.

К сожалению, вулканические породы Ардашевского комплекса подверглись сильной карбонатизации и гидротермальной аргиллитизации, в результате которой первичные минералы замещены кварцем, каолином и гидрослюдами. Поэтому первичный состав пород сильно искажен и лишь немногие образцы пригодны для изучения химизма.

Наряду с вышеотмеченными эффузивами, которые относятся к слабощелочной (трахиандезиты и, возможно, базальты пачки 3) и толеито-базальтовой серии (базальты, базальтовые андезиты), в брекчиях верхних горизонтов Ардашевской вулканогенно-обломочной толщи встречены и другие породы. Это кислые андезиты и риолиты, содержащие оплавленные вкрапленники эффузивного кварца. Полные силикатные анализы эффузивных пород приведены в Таблице 1. Из них следует, что роговообманковые трахиандезиты и базальты нижних горизонтов толщи (пачки 2, 3) могут быть отнесены к слабощелочной серии. Все остальные эффузивные породы, включая таковые в брекчиях верхних горизонтов, составляют дифференцированную низкокальцевую толеитовую серию.

Изложенный выше материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Породы Ардашевского разреза с перерывом и размывом располагаются на габбро, которое подверглось интенсивной тектонической переработке, предшествовавшей отложению пачки „1“ вышеописанного разреза. Этот этап деформаций устанавливается по сильной тектонической трещиноватости в габбро и будинированию диабазовых даек.

2. Не исключено, что гематитизация, охватившая верхнюю часть габбро, связана с процессами, происходившими в коре выветривания, в наземном или подводном условиях. Размывом этой коры может быть объяснен и красный цвет базальных горизонтов Ардашевского разреза. Таким образом, можно думать, что после периода деформаций и до начала отложения пород пачки „1“ габбро были выведены на поверхность суши или дна моря. об этом же говорит и габбровая щебенка, находящаяся в основании базальной осадочной пачки, которая может представить собой древний делювий или эдафогенный материал.

3. Базальные горизонты разреза, наряду с офиолитокластовым (автохтонным) материалом, содержат и аркозовые (аллохтонные) обломки, содержащие продукты размыва эффузивов среднего и кислого состава, а также граниты, и гранодиориты, что свидетельствует о наличии бокового сноса. Этот аллохтонный терригенный материал, скорее всего, связан с размывом поднятий, сложенных породами дифференцированной серии. В дальнейшем (период становления па-

Таблица I

Химический состав вулканических пород Ардешевского эффузивно-осадочного комплекса (альб-сеноман)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	M- 448-78	M- 444-78	M- 450-78	M- 456-78	M- 436-78	M- 432-78	M- 434-78	M- 423-78	M- 220-78	M- 224-78	M- 505-78	M- 509-78	M- 509-78	M- 511-78
SiO ₂	60,67	56,36	46,02	47,54	51,16	49,40	50,50	45,22	50,62	73,36	54,55	52,85	53,04	50,00
TiO ₂	0,82	0,68	2,48	2,05	2,74	1,28	1,58	2,23	2,38	0,09	1,62	1,72	1,80	1,28
Al ₂ O ₃	16,05	16,18	14,44	15,31	15,88	12,80	13,05	13,75	14,30	12,31	14,54	14,28	14,35	14,45
Fe ₂ O ₃	4,08	3,27	6,93	8,58	9,96	4,12	3,69	5,27	4,27	1,97	3,94	2,76	3,00	3,40
FeO	1,62	4,47	0,72	0,90	0,72	7,60	7,11	5,85	4,73	1,86	3,94	5,45	5,24	5,88
MnO	0,16	0,16	0,16	0,11	0,11	0,17	0,13	0,42	0,25	0,07	0,14	0,14	0,14	0,18
MgO	2,38	1,19	1,61	0,85	1,35	7,08	6,96	8,14	6,18	0,95	5,55	6,22	6,06	6,78
CaO	2,83	5,66	12,27	10,03	5,78	9,80	10,15	8,97	10,64	1,04	8,07	10,08	9,84	10,75
Na ₂ O	7,72	6,04	5,40	5,13	5,46	4,40	2,45	2,94	3,40	7,10	4,50	2,60	2,60	3,30
K ₂ O	1,08	1,05	1,11	1,01	1,82	0,02	0,48	0,21	0,30	0,10	0,20	0,30	0,31	0,15
P ₂ O ₅	0,21	0,12	0,51	0,48	0,47	0,11	0,12	0,14	0,11	следы	0,06	0,07	0,06	0,07
Влага	0,22	0,21	0,29	0,39	0,40	2,57	0,31	0,77	1,72	0,90	1,89	2,56	2,00	2,53
П. п. п.	2,06	4,25	8,01	7,51	4,34	0,65	3,65	5,97	1,81	0,56	1,28	1,66	1,33	1,69
Сумма	99,90	99,61	99,95	99,91	99,89	100,00	100,18	99,88	100,71	100,31	100,28	100,69	99,86	100,46

1-5 — *целочная серия*: 1 и 2 мелкопорфировые роговообманковые трахиадезиты высоты 1916 и 1965 соответственно (пачка 2); 3 — афировая мандельштейновая шаровая лава, интенсивно карбонатизированная и аргиллитизированная (щелочной базальт?) высота 1916 (пачка 3); 4 — афировая мандельштейнова шаровая лава, интенсивно аргиллитизированная и карбонатизированная (щелочной базальт, трахиадезит?) высота 1916 (пачка 3); 5 — афировая шаровая лава, мандельштейновая, интенсивно аргиллитизированная (щелочной базальт-трахиадезит?), высота 1965 (пачка 3). 6-4 — *толеитовая серия*: 6 и 7 афировые толеит-базальт-шаровые лавы, высота 1965 (пачка 4); 8 — афировый толеит-базальт, шаровая лава, высота 1965 (пачка 5); 9 — афировый толеит-базальт, обломки из брекчии, высота 1965, (пачка 7); 11; 12; 13 — афировые базальтовые андезиты — крупный блок эффузивно-радиоляритовой толщи, западнее с. Вагазин (возможно аналог пачки 4 и 5); 14 — афировый толеит-базальт-шаровая лава там же.

чек 2 и 3) поступление кластического материала прекращается, и излияние трахиандезитов и щелочных базальтов, а также о осаднение радиоляритов и микритовых известняков происходит в изолированном от поступления обломочного материала бассейне. Судя по высокой пористости лав, глубина бассейна остается небольшой. Далее характер вулканизма существенно меняется, и начинают изливаться толентовые базальты и базальтовые андезиты, сопровождаемые формированием туфов. В бассейн вновь начинает поступать кластический материал, который представлен продуктами размыва базальтов и радиоляритов, что, возможно, свидетельствует о воздымании вулканических островов. В верхней части разреза количество кластического материала резко возрастает. Он становится все более грубообломочным; вновь появляются продукты размыва серпентинитов, габбродиабазов, а в самых верхах серии — также обломки кислых эффузивов и субвулканических кварцевых диоритов. Местами толща приобретает характер, типичный для олистостромы.

4. Возраст базальных горизонтов Ардашевского разреза вне всякого сомнения альбский, хотя не исключено, что он может охватывать и поздний апт.

Саринарский разрез

Породы этого разреза, описанные С а т и а н о м (1979) под названием „саринарской фации“, центральную часть Севанского хребта (междуречье рек Дара и Гейсу), где они занимают это водораздельную часть и южный склон. В принципе по своему типу этот разрез близок к вышеописанному осадочно-вулканогенному комплексу села Ардашеви, однако степень измененности пород этого разреза гораздо меньшая, что позволит с большей уверенностью говорить о первичных петрохимических особенностях его вулканитов. Эти породы слагают крупную пластину, заключенную внутри серпентинитового меланжа, от которого вулканогенные и осадочные породы разреза повсеместно отделены крутопадающими разрывами (Рис. 3). Вдоль южного контакта серпентинитовый меланж и вулканогенно-осадочная серия в истоках реки Саринар перекрыты конгломератами верхнего коньяка-сантона. Наиболее полный разрез интересующей нас толщи вскрыт в ущелье р. Саринар где ее мощность достигает 600 м. Здесь в тектоническом контакте с серпентинитовым меланжем, в котором содержатся крупные блоки шаровых базальтов, мраморизованных известняков и зеленых сланцев, описан следующий разрез.

1. Чередование радиоляритов и афировых или олигофировых шаровых базальтов, по составу отвечающих высокотитанистым толентам. Мощность 50 м.

2. Чередование миндалекаменных щелочных базальтов и радиоляритов. Последние содержат существенную примесь тонкого вулканического пепла (45 м).

3. Пачка щелочных сиреневых шаровых базальтов и трахиандезитов, часто пузырчатых (пустоты составляют до 50 % всей массы породы) и красных радиоляритов и примесью вулканического пепла (65 м).

4. Горизонт подушечных брекчий (40 м). Порода состоит из миндалекаменных подушек и фрагментов подушек щелочно-базальтового состава, погруженных в зеленый обломочный цемент. Последний состоит из хлоритизированных и смектизированных обломков вулканического стекла, часто флюидального.

5. Плотные зеленые мелко- и среднезернистые граувакковые песчаники (100 м), часто характеризующиеся отчетливой градационной слоистостью. Песчаники сложены главным образом офиолитокластовым материалом — обломками ра-

диоляритов, базальтов, серпентинитов, однако содержат и фрагменты кислых эффузивов, кварцитов, кристаллы кислого плагиоклаза и кварца.

6. Мощная (65 м) пачка мясо-красных радиоляритов и аргиллитов с карманами (1—3 м) радиоляритовых брекчий. Внутри них, наряду с обломками радиоляритов, содержатся более мелкие и малочисленные фрагменты щелочных базальтов и серпентинитов.

7. Сиреневые и зеленые пузырчатые афировые или олигофировые шаровые лавы и лавовые брекчии щелочно-базальтового состава (75 м).

8. Чередование малиновых радиоляритовых турбидитов с отчетливой градиционной слоистостью, розовых и серых известковистых туффитов и сиреневых миндалекаменных, иногда почти шлаковых шаровых лав щелочных базальтов и трахибазальтов (70 м).

9. Пестроцветный брекчиевидный горизонт (80 м), в нижней части которого миндалекаменные подушечные лавы щелочных базальтов включают крупные блоки мраморизованных известняков и мелкую гальку аргиллитов, гиадокластиков, пузырчатых лав. В верхней части этого горизонта залегают глыбовые брекчии, сложенные блоками (диаметр 1—2 м) и более мелкими обломками серпентинитов, бирбиритизированных серпентинитов, щелочных базальтов и трахиандезитов, радиоляритов и известняков.

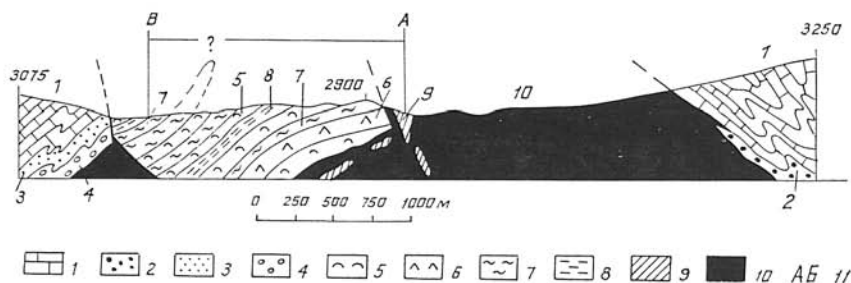


Рис. 3. Геологический разрез в р-не г. Саринар.

Объяснения: 1 — известняки верхнего сенона; 2 — конгломераты верхнего сантона, верхний коньяк—сантон; 3 — преимущественно песчаники; 4 — преимущественно конгломераты; 5 — щелочные базальты; 6 — толеитовые базальты; 7 — радиоляриты; 8 — туфы, туфо-брекчии; 9 — зеленые сланцы; 10 — серпентиниты.

К верхнему горизонту брекчий и лав тектонически примыкает пачка красных и зеленых конгломератов и песчаников верхнего коньяка-сантона.

Вулканические породы описанной толщи представлены высокотитанистыми толеит-базальтами (пачка 1) и дифференцированной серией щелочных базальт-трахиандезит-трахит, в составе которой резко преобладают базальты, а более кислые разности приурочены к верхним горизонтам.

Валовой состав всех типов эффузивных пород дается в Таблице 2.

Приведенный разрез, данные по которому подтверждаются и параллельными пересечениями пластины (ущелье р. Гюней, левый приток р. Дара) позволяет сделать для выводов об изменении условий осадконакопления и вулканической деятельности в период становления эффузивно-радиоляритовой толщи.

Таблица 2

Химический состав верхнемеловых вулканических пород района г. Саринар

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	M-587-78	M-624-78	M-634-78	M-689-78	M-595-78	M-546-78	M-602-78	M-612-78	M-613-78	M-632-78	M-190-78	M-341-78
SiO ₂	49,03	46,82	50,08	51,03	52,94	56,80	51,42	61,22	63,06	48,49	47,70	47,22
TiO ₂	2,20	2,02	1,60	2,15	3,06	1,32	2,02	0,46	0,10	2,75	2,00	3,14
Al ₂ O ₃	13,57	16,35	17,68	16,87	17,14	16,00	17,49	17,92	17,52	14,96	17,34	15,64
Fe ₂ O ₃	5,55	3,83	6,95	7,66	7,21	6,13	7,62	3,55	3,27	5,93	5,76	2,53
FeO	5,90	3,06	3,80	0,90	1,44	2,19	2,62	1,20	0,90	8,10	4,99	7,10
MnO	0,28	0,14	0,55	0,21	0,28	0,14	0,21	0,07	0,03	0,49	0,25	0,35
MgO	5,80	5,99	5,64	4,89	2,49	1,60	2,56	1,26	0,80	6,86	3,49	6,37
CaO	8,40	12,57	5,68	9,35	5,45	5,00	6,57	1,48	1,03	6,55	7,32	6,48
Na ₂ O	3,00	2,57	3,10	4,78	4,56	6,00	4,87	8,20	6,10	3,68	3,61	2,90
K ₂ O	0,08	0,21	0,35	0,13	1,03	1,40	1,36	1,85	5,26	0,87	1,40	3,90
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,13	0,15	0,40	0,28	0,50	0,08	0,04	0,32	0,90	0,46
Влага	4,15	0,45	1,88	0,41	0,91	2,78	0,42	0,24	0,74	0,88	3,20	1,06
П. п. п.	1,39	4,11	2,13	1,65	2,47	1,08	2,10	3,08	0,98	0,98	2,05	2,74
Сумма	99,49	100,33	99,57	100,18	99,38	100,72	99,76	100,61	99,83	100,86	99,90	99,89

1—4 — *толитовая серия*: 1 — афировый толит базальт-шаровая лава, устье р. Саринар (пачка 1); 2 — олигофировый толит базальт (единичные фенокристаллы серпентинизированного оливина) ущ. р. Гюней; 3 — клинопироксен-плагноклаз порфировый массивный базальт — устье р. Гюней; 4 — брекчированный олигофировый базальт (фенокристаллы серпентинизированного оливина и плагноклаза) — левый приток р. Дара. 5—12 — *щелочная серия*: 5 — олигофировый трахобазальт-шаровая лава — устье р. Саринар (пачка 3); 6 — афировый трахобазальт устье р. Саринар (пачка 3), 6 — афировый трахандезит — устье р. Саринар (пачка 3); 7 — массивный афировый трахобазальт, устье р. Саринар (пачка 4); 8—9 — афировые трахиты массивные (покровы) устье р. Саринар (пачка 8); 10—11 — афировый щелочной базальт-шаровые лавы, устье р. Гюней; 12 — олигофировый базальт, шаровая лава, устье р. Гюней.

1. В начальной стадии (пачка 1) вулканизм и осадконакопление происходит в относительно глубоководной спокойной среде без существенного привноса кластического материала. В дальнейшем все возрастающая пористость лав, появление экспозивного материала, возрастающее количество офиолитокластики, которая в восходящем разрезе становится все более грубообломочной, свидетельствует о быстром воздымании рельефа и появлении отдельных поднятий, сложенных породами офиолитовой ассоциации.

Следует подчеркнуть почти полное отсутствие континентального сноса в бассейне, где происходило формирование эффузивно-радиоляритовой толщи. Лишь в 20-метровой пачке песчаников, залегающей примерно в средней ее части (пачка 5) наряду с обильным офиолитокластовым материалом установлены обломки кислых эффузивов, кварцитов, эффузивного кварца — очевидно, продуктов размытия кислой вулканической свиты, которая отсутствует в составе саринарской эффузивно-осадочной толщи.

2. По своему составу пород и типу разреза Саринарская вулканогенно-осадочная толща наиболее близка разрезу села Ардашеви.

3. На северо-восточном побережье оз. Севан возраст радиоляритов, связанных с эффузивами „саринарской фации“ (С а т и а н, 1979) по комплексу радиоляритов датируется как верхний мел („севанский“ комплекс фауны; Ж а м о й д а и др., 1976). Правда, следует отметить, что определения этой фауны были сделаны из блоков, заключенных в серпентинитовый меланж, однако полное тождество этих пород с таковыми Саринарского разреза, а также сходство с фаунистически датированным разрезом с. Ардашеви заставляют думать, что породы „саринарской фации“ имеют аналогичный, преимущественно верхнемеловой возраст.

Разрез района села Бина (Килисали)

Описываемый разрез расположен в левобережье нижнего течения р. Тутхун, в районе села Бина (Килисали), Кельбаджарского района Азербайджанской ССР. Породы этой серии образуют узкую, опрокинутую на юго-запад синклиналь. В основании разреза, так же как и в районе села Ардашеви, располагаются габбро, верхняя часть которого превращена в сплошную брекчию, состоящую из остроугольных обломков габбро, среди которых встречены и отдельные блоки диабазов. Среди брекчий встречены также тела диабазов, сохранивших свою первичную дайковую форму и зоны закалки в контакте с брекчиями. Все это говорит о том, что внедрение диабазовых даек сопровождало процесс брекчирования. Подобные случаи уже были описаны в литературе (К и н и п е р, 1978). Видно, что тела диабазов, сохранивших свою первичную форму, смяты в складки и будинированы. Стратиграфически верхняя поверхность этих габбро-диабазовых брекчий очень неровная с отдельными глубокими западинами, достигающими глубины 15—20 м. В свою очередь, это неровная поверхность палеорельефа осложнена отдельными неглубокими карманами (до 10—15 см). Перекрывающая габбро осадочная толща заполняет все вышеописанные углубления рельефа, причем самые глубокие западины характеризуются наиболее грубым составом конгломератов.

В одной из таких западин наблюдается следующий разрез базальной терригенной пачки (1), которая может быть условно подразделена на 4 горизонта:

а) Осадочная брекчия, почти целиком состоящая из щебенки габбро и диабазов. Это щебенка абсолютно не окатана и тесно притерта друг к другу, так что местами очень трудно провести контакт между габбро и осадочными образованиями. Однако в самом основании базальных осадочных брекчий нередко содержатся хорошо окатанные обломки чужеродных пород, что указывает на осадочное происхождение этих брекчий. Среди экзотических обломков встречаются песчаники с карбонатным цементом красного цвета, розовые и серые пелитоморфные известняки, малинового цвета яшмы и базальты. Местами виден и песчаный цемент, цементирующий обломки и брекчий и состоящий из мельчайших фрагментов габбро и диабазов и их минералов. Этот цемент по отдельным трещинам как бы затекает на глубину в 20—30 см в подстилающие габбро и обволакивает их щебенку. Мощность описанного горизонта 4—5 м.

б) Чередование буро-зеленых, красновато-бурых и серых крупнозернистых песчаников, мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Среди этой массы встречаются отдельные полуокатанные и окатанные валунчики, достигающие величины 10—15 см в диаметре. В обломочном материале преобладают следующие породы: песчаники с карбонатным цементом, содержащие мелкие обломки серпентинитов, розовые, сизые и серые кремни, буро-зеленые базальты и андезитов-базальты, светло-зеленые диабазы, гравелиты, красные яшмы, розовые пелитоморфные известняки. Мощность горизонта 2 м.

в) Грубовалунные почти бесцементные конгломерато-брекчий, величина отдельных валунов в которых достигает 20—30 см в диаметре. В обломках встречаются: карбонатизированные ультраосновные породы, габбро, диабазы, миндалекаменные базальты, афировые базальты, вишнево-красные яшмы, гравелиты с обломками серпентинитов, песчаники, серые пелитоморфные известняки и мраморы белого цвета. Кроме того, в этих конгломерато-брекчиях наблюдается плитообразные (до 20 см мощностью) обломки пластов серых известняков, переслаивающихся с темными кремнями. Мощность горизонта 1,5 м.

г) Эта часть разреза по своему строению напоминает горизонт „б“, однако здесь иногда очень четко видны градационные ритмы. Помимо вышеописанных обломков в этом горизонте встречаются валуны и гальки песчаников с градационной слоистостью, тонкослоистых песчаников красноватого цвета с карбонатным цементом, розовых песчаных и пелитоморфных известняков с обломками серпентинитов. Мощность горизонта 20 м.

Горизонты „б“, „в“, и „г“ последовательно перекрывая друг друга, прислоняются к брекчированным габбро, подстилающим горизонт „а“. К вышеописанному следует добавить, что в горизонте „г“ при прослеживании его по простиранию нами встречен крупный валун, сложенный переслаиванием яшм и известняков, внутри которых прекрасно виден обрывок замка складки.

Пачка „2“ начинается с очень характерного десятиметрового горизонта, сложенного в основном массивными крупнозернистыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Эти зеленые породы обладают прекрасной шаровой отдельностью и поэтому служат четким репером на местности.

Выше следует турбидитный горизонт общей мощностью около 60 м. В его нижней части градационная слоистость проявлена более четко, в средней и верхней части менее отчетливо. В основании градационного ритма обычно залегают гравелиты или крупнозернистые песчаники, в средней части — средне- или мелкозернистые песчаники, в верхней — алевролиты, которые, в свою очередь, иногда сменяются мергелями. Все эти породы содержат как бы плавающие

в них крупные валуны, представленные, главным образом, габбро и базальтами. Кроме того, внутри ритмично наложенного разреза встречаются также линзы габбрового и базальтового щелбня, протяженностью до 10—15 м при мощности до 5—8 м. Верхняя поверхность такой линзы обычно плоская, а нижняя — вогнутая. Не исключено, что эти брекчии являются выполнением каналов, по которым проносились суспензионные потоки, несшие в погруженные части бассейна грубый материал.

По резкому контакту породы этой пачки граничат с крупным серпентинитовым телом, внутри которого встречаются большие (до 10—15 м) по протяженности включения габбро и габбро-диабазов. Природа этого тела неясна: оно может быть или слитолитом, или протрузией, прорывающей осадочный разрез.

Пачка „3“ состоит из чередования аргиллитов, известняковых туфов и граувакковых песчаников. Эти породы содержат карманообразные линзы микробрекчий и глыбы амфиболитизированных габбро, диабазов и брекчированных вулканических пород. Кровля пачки сложена массивными граувакковыми песчаниками. Общая мощность пачки 15 м.

Пачка „4“. Чередование сильно измененных сиреневых мандельштейновых андезитов с туфами того же состава. Мощность около 15 м. Природа этого тела неясна: оно может быть и олистолитом, и нормальным горизонтом внутри разреза.

Пачка „5“ представлена пудинговыми конгломератами с песчаниковым цементом. В хорошо окатанных обломках встречены микритовые известняки, содержащие фрагменты серпентинитов, базальтов и измененного стекла. Мощность пачки около 10 м.

Пачка „6“. Чередование мандельштейновых андезитов и андезито-базальтов иногда с подушечной отдельностью со слопстыми песчаниками, туффитами и аргиллитами. Мощность 50 м.

Пачка „7“ представляет собой олистостром, в котором в песчано-аргиллитовом цементе погружены отдельные блоки передробленных базальтов, величина которых достигает 2—3 м. В верхней части пачки роль цементирующего материала резко падает, и эта часть разреза практически полностью состоит из плотно притертых друг к блокам базальтового состава, среди которых встречены и обломки серпентинита. Мощность около 50 м.

Пачка „8“. Чередование раздавленных и будинированных аргиллитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов, переполненных обломками офиолитов-класового материала (серпентиниты, габбро, базальты, радиоляриты и микритовые известняки). Помимо этих пород, в обломках встречены: биотит-роговообманковые дациты, кварциты, органогенно-обломочные известняки, а также гранат, глаукоцит и кварц. Мощность 15 м.

Пачка „9“. Крупный олистолит серпентинитового меланжа, в котором в серпентинитовом цементе содержатся глыбы базальтов, радиоляритов, микритовых известняков и, реже, габбро. Помимо этих пород, относящихся к офиолитовому разрезу среди серпентинитов найдены включения песчаников и аргиллитов. Мощность этого олистолита в районе села Бина около 100 м.

Пачка „10“. Олистолит серпентинитового меланжа по неровной карманообразной поверхности граничит с плотным песчанистым известняком, переполненным обломками серпентинитов. Эти известняки сменяются турбидитной пачкой, в целом очень близкой по строению к пачке „2“ вышеописанного разреза. Внутри турбидитов заключены прослои и линзы грубозернистых песчаников, гравелитов

и осадочных брекчий. Кроме того, внутри песчаников встречаются отдельные валуны (до 30 см в диаметре) различных пород. В обломках встречены: серпентинизированные и карбонатизированные гипербазиты, габбро и базальты. Однако, среди обломков резко преобладают породы, не относящиеся к офиолитовому комплексу. Это кислые эффузивы, серые и зеленые кремни, разнообразные известняки и песчаники. Вверх по склону эти в целом серо-зеленые породы приобретают лиловую окраску. Внутри них появляются линзы конгломерато-брекчий, переполненные окатанными в различной степени обломками базальтовых андезитов и андезитов. Здесь же встречены зеленовато-серые, почти бесцементные брекчин, в которых преобладают обломки плагногранитов и габбро. Эти брекчин чередуются с пластами темных мелкозернистых песчаников, которые как бы обволакивают более крупные блоки плагногранитов, габбро и габбро-диабазов. Еще выше по склону осадочный материал целиком исчезает из разреза, и турбидитная пачка сменяется типичным серпентинитовым меланжем.

По всей видимости, пачка „10“ по своему стратиграфическому положению отвечает пачками „1“ и „2“, о чем говорят и наблюдения над градационной слоистостью которые показывают, что падения пород в пачке „10“ перевернуты. Это свидетельствует о том, что описанный разрез располагается внутри опрокинутой на юго-запад синклинали, осевая часть которой проходит где-то внутри пачек 6—7. Отсутствие литологической „симметрии“ в крыльях этой складки, по всей видимости, говорит о быстрых фациальных замещениях внутри разреза.

При такой интерпретации разреза его мощность в районе с. Бина около 250 м.

Подводя итоги по изучению этой толщи, можно сделать следующие выводы:

1. Породы разреза района села Бина, так же как и породы Ардашевского разреза, с перерывом располагаются на габбро и диабазах, которые подверглись интенсивной тектонической переработке предшествовавшей отложению пачки „1“ вышеописанного разреза.

2. До начала накопления базальных горизонтов осадочного разреза на поверхности габбро и диабазов возник расчлененный эрозионный рельеф.

3. Наряду с офиолитокластовым материалом породы разреза содержат обильный аллохтонный материал, возникший главным образом в результате размыва андезито-базальтовой серии. В то же время ряд осадочных пород, найденных в виде обломков внутри осадочной толщи, явно возник в результате перемыва синхронных по возрасту толщ.

4. В разрезе села Бина резко преобладают осадочные породы. Проявления вулканизма весьма редки и не исключено, что ряд тел андезитов и андезито-базальтов внутри разреза представляют собой эндоолистолиды.

5. Можно думать, что в целом формирование разреза происходит в относительно погруженной области, в условиях резко расчлененного рельефа, что привело с одной стороны, к формированию турбидитных и олистостромовых горизонтов, а с другой — к оползанию крупных олистолидов и эндоолистолидов.

6. В описанном разрезе фаунистические остатки найдены не были. Однако в 5 км к северу, в районе села Кылычли, в породах, отвечающих осадочным образованиям пачек „2“ и „3“, уже давно были найдены окаменелости (Григорьев и др., 1975). Это планктонные фораминиферы *Rotalipora apenninica* (RENZ). *Hedbergella globigerinellinoides* (SUBB.), которые, по мнению Железняк, определявшей эту микрофауну, свидетельствуют о сеноманском возрасте вмещающих отложений. В восточной части Кылычлинского разреза, внутри подводнополезневой пачки, были найдены пелециподы, среди которых В. А. Со-

бецким были определены *Trigonoarca* ex. gr. *orbigniana* (MATH.), *Gryphaeostrea canaliculata* (SOW.), *Neitheia aequicostata* (LAM). Эти остатки фауны, по мнению Собецкого, наиболее характерны для сеноманских отложений, настораживает лишь указание Халафовой о присутствии *Neitheia aequicostata* (LAM.), в коньякских отложениях Азербайджана, а также возможность перехода в турон *Gryphaeostrea canaliculata* (SOW.).

Как нам представляется, имеющиеся фаунистические датировки позволяют достаточно уверенно отнести к сеноману по крайней мере среднюю часть разреза района села Бина.

Разрез района села Караман

Преимущественно магматический комплекс этого разреза (так называемая тиграберская фация; Сатян, 1979) обнажен к северу от села Караман на южных склонах Севанского хребта вдоль ущелий рек Чанли-чай, Агсу, Джамишольян и на разделяющих их небольших хребтах. Породы этой серии вскрыты в ядре антиформы, крылья которой и восточное погружение сложены серпентинитовым меланжем.

Рассмотрим типовой разрез комплекса, вскрытый вдоль ущелья Чанли-чай (Рис. 4).

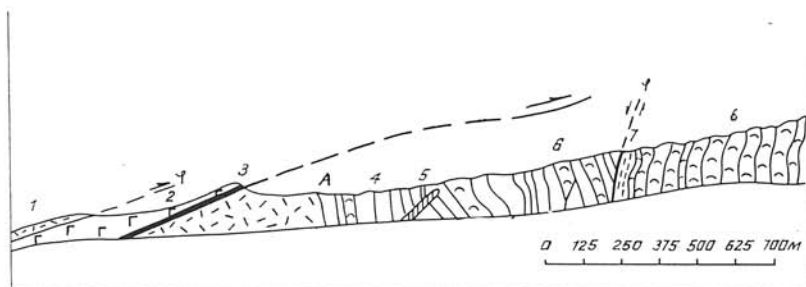


Рис. 4. Геологический разрез вдоль р. Чанли-чай.

Объяснения: 1 — вулканический комплекс нерасчлененный; 2 — габбро; 3 — серпентиниты; 4 — диабазы, долериты, различные диориты; 5 — дайка биотитового трахита; 6 — базальты, базальтовые андезиты; 7 — алевролиты, известковистые песчаники, силциты. А — начало маршрута; Б — конец маршрута.

Начиная от фермы, расположенной в русле р. Чанли-чай, и далее вверх по ущелью реки вскрыт следующий разрез.

1. Серия параллельных даек, сложенная массивными диабазами, габбро, габбро-диабазами и диоритами. На расстоянии 500—600 м дайки составляют примерно 90 % площади обнажений. Мощность отдельных даек варьирует в пределах 3—5 метров. Контакты отдельных дайковых тел преимущественно четкие, однако выделяются тела и с неясными очертаниями, среди которых встречаются

маломощные прожилки неправильной формы. Дайки часто взаимно пересекаются, искривляются, однако, в целом, ориентация даек исключительно постоянна (падение СВ 40—60°, <60—70°, реже 30—40°).

Вмещающими породами для дайковой серии являются подушечные лавы, которые сохраняются фрагментарно в междайковых пространствах. В дайках и лавах встречаются также небольшие глыбы (3 × 5 м) мраморизованных известняков. Дайки обычно зеленокаменно изменены, насыщены кварц-карбонатными прожилками, брекчированы и смещены вдоль небольших разрывов.

Контакт со следующей пачкой тектонический.

2. Интенсивно деформированные зеленоватые и красноватые силициты, переслаивающиеся с маломощными покровами (1—2 м) мандельштейновых подушечных лав. Общая мощность пачки 80 м. Внутри этих пород встречены довольно крупные (до 10 м × 80 м) разноориентированные глыбы мраморизованных известняков и карбонатных турбидитов. Последние породы представлены чередованием мелкообломочных кластических известняков, граувакковых кластических известняков и гравелитов. Породы сильно тектонизированы, местами рассланцованы, слои будинированы. Цемент описываемых турбидитов карбонатный, соотношение цемента и обломков 1:4. Обломки (0,1—1 мм) обычно неправильной формы или слабо окатаны. Примерно 50% породы сложено обломками известняков, однако присутствует и обильный офиолитокластовый материал (эффузивы, диабазы, серпентиниты). Местами в породах содержится большое количество обломков плагиоклазов, кварца, иногда клинопироксена. Турбидиты содержат обильную фауну верхнемеловых рудистов. В. Янин, определявший эту фауну, сделал следующие заключение. Все рудисты принадлежат к роду *Durania* (альб-маастрихт). На Малом Кавказе большинство находок *Durania* происходит из сеноман-коньякских толщ. Данные формы больше всего напоминают *Durania ex gr. montoni*, MANT. голотип который описан в нижнем туроне Англии. На Малом Кавказе этот вид, по данным Ренгартена, известен также из нижнетуронских отложений.

Контакты карбонатных турбидитов с силицитами и лавами как правило тектонические, однако в ряде мест (в особенности на левом склоне левого истока р. Чанли-чай) определенно устанавливается нормальное переслаивание лавовых покровов с карбонатными турбидитами, что с полной очевидностью указывает на верхне-меловой возраст подушечных лав.

3. Монотонная вулканическая пачка, мощностью около 200 м. Это в основном подушечные лавы, рассеянные отдельными дайками.

Почти все покровы имеют подушечную текстуру и представлены афировыми, редко плагиопорфировыми мандельштейновыми базальтами, базальтовыми андезитами и андезитами. Межподушечные пространства сложены бледно-зелеными и красноватыми кремнями и гналокластами. Встречаются небольшие блоки мраморизованных известняков (до 3—5 м в поперечнике). Дайковые тела единичны. В верхней части пачки они представлены главным образом дацитами, а в нижней — мелкопорфировыми плагиоклаз-клинопироксеновыми диабазами. Мощность даек варьирует от 3 м до 7 м, а их простирание близко к такому покровов подушечных лав. Породы пачки местами заметно тектонизированы и подвергнуты зеленокаменному гидротермальному изменению.

Мощность вулканогенной части разреза около 300 м, дайкового комплекса — около 400 м.

Изучение петрографических и петрохимических (Табл. 2) особенностей подушечных лав вулканического комплекса района с. Караиман показывает, что лавы здесь представлены главным образом афировыми и реже плагиоклаз-клинопироксен порфировыми (микропорфировыми), существенно зеленокаменно измененными базальтами, базальтовыми андезитами и андезитами.

Серия даек представлена диабазами, габбро, габбро-диоритами, а также кварцевыми микродиоритами и дацитами (Табл. 3). Диабазы составляют до 40 % дайковых тел.

Подводя итоги описания разреза района села Караиман, отметим следующие обстоятельства.

1. Вулканический комплекс резко отличается от вышеописанных разрезов верхнемеловых серий монотонностью своего состава и петрохимией. Здесь преобладают покровы подушечных лав и дайковая серия. Кремнистые осадочные отложения количественно заметно подчинены. Покровы и дайки выделяют в целом очевидную петрохимическую аналогию и должны быть отнесены к низкокальциевой дифференцированной серии толентового типа, хотя первичный состав пород в известной мере должен быть искажен процессами зеленокаменного изменения. На фоне общего петрохимического сходства для эффузивов и дайковых тел выявляются и некоторые отличия. В частности, роговообманковые разности и дациты в эффузивной серии полностью отсутствуют.

Важно подчеркнуть также, что во всех изученных разрезах района с. Караиман простираение даек в жильной серии почти параллельно простираению покровов подушечных лав. Нужно думать, что эти дайки скорее всего представляют собой систему силлов, а не параллельных даек, типичных для многих разрезов офиолитовой ассоциации.

2. Трудно что-нибудь сказать о глубине накопления Караиманского комплекса. Не исключено, что мелководная фация рудистов, найденная в карбонатных турбидитах, может быть переотложена, а сам блок пород с фауной представляет собой оползшую глыбу.

3. Возраст эффузивов вышеописанного разреза по нашим данным достаточно уверенно датируется верхним мелом (досеноном).

С а т и а н (1979) указывает, что в районе села Караиман (более точной привязки не приводится) внутри вулканической толщи в известняках А к о п я н о м обнаружены редкие пелелиподы, ежи и зубы акул (*Corbis* sp., *Astorte* (?) sp., *Orbirhynchia* sp., П и д ж я н о м *Globotruncana* sp.). Вся эта фауна также говорит о меловом, а микрофауна о верхнемеловом возрасте вмещающих пород.

В дополнение к вышеуказанному необходимо отметить, что в районе села Джанахмед вулканогенная толща Караиманского типа располагается прямо на габбро. Здесь в её основании обнажаются конгломератные пачки, состав обломков которой и внешний облик не отличаются от таковых разреза села Ардашеви и Бина. Местами лавовые потоки перекрывают эти конгломераты и располагаются прямо на габброидах. В этих местах к основанию лавового разреза приурочены горизонты своеобразных лавовых брекчий, напоминающих лохары.

Таблица 3

Химический состав вулканических пород района села Каранман (устье р. Чанли-Чай)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	M- 459-78	M- 555-78	M- 559-78	M- 560-78	M- 561-78	M- 564-78	M- 565-78	M- 566-78	M- 570-78	M- 549-78	M- 650-78	M- 653-78	M- 52-77	M- 165-76	M- 663-78	M- 666-78
SiO ₂	48,10	51,20	59,10	56,90	51,15	50,60	54,06	56,80	46,64	49,25	58,69	55,90	53,61	55,80	57,63	51,70
TiO ₂	0,12	0,57	1,00	1,55	0,52	0,90	0,85	0,83	1,25	0,35	0,67	0,27	1,52	0,75	0,95	1,35
Al ₂ O ₃	16,19	14,60	11,20	14,14	15,05	12,73	14,09	15,31	14,94	16,87	14,50	15,80	16,80	13,80	13,26	14,25
Fe ₂ O ₃	2,08	4,11	4,02	6,73	6,48	6,10	4,38	5,13	5,81	2,39	2,37	3,10	6,13	5,94	3,33	6,28
FeO	5,71	5,80	4,10	4,85	3,00	7,12	4,86	4,85	6,57	5,22	7,10	7,05	4,10	5,16	7,53	8,45
MnO	0,21	0,10	0,17	0,02	0,10	0,24	0,40	0,17	0,25	0,14	0,10	0,25	0,02	0,14	0,18	0,35
MgO	8,30	6,69	1,75	4,17	3,70	4,00	5,72	4,73	6,28	8,27	3,38	5,16	4,70	4,11	4,60	4,11
CaO	11,00	8,60	7,05	5,36	10,25	6,22	7,12	5,05	8,02	9,99	5,30	6,02	3,85	5,40	3,50	7,04
Na ₂ O	2,30	3,00	4,40	5,59	4,70	5,60	3,60	1,44	4,06	1,86	4,40	2,80	6,67	4,90	5,20	3,80
K ₂ O	1,00	следы	0,25	0,07	следы	0,40	0,13	следы	0,51	1,09	0,50	0,60	0,13	0,25	0,10	0,35
P ₂ O ₅	0,05	0,07	0,10	0,17	0,07	0,17	0,06	0,03	0,14	0,12	0,04	0,02	0,14	0,12	0,10	0,13
Влага	1,31	0,55	0,20	0,56	0,20	0,70	0,12	0,90	0,77	0,84	0,15	0,10	0,72	1,65	0,43	0,05
П. п. п.	3,80	4,65	6,68	0,74	3,00	4,94	3,89	4,44	4,71	4,40	2,77	2,80	1,90	1,60	3,03	2,63
Сумма	100,17	99,91	100,02	100,85	100,90	99,72	99,09	99,73	99,95	100,79	99,97	99,86	100,27	99,61	99,84	100,49

1—9 — *эффузивы*: 1 — массивный афировый слабоокварцованный базальт; 2 — афировый мандельштейновый базальт, шаровая лава; 3 — афировый мандельштейновый андезит, шаровая лава; 4 — афировый мандельштейновый андезит-шаровая лава; 5 — плагиоклаз-клинопироксен порфировый мандельштейновый базальт, шаровая лава; 6 — жильный плагиоклаз-клинопироксен порфировый диабаз; 7 — плагиоклаз-клинопироксен-порфировый мандельштейновый базальтовый андезит, шаровая лава; 8 — плагиоклаз-клинопироксен-порфировый, мандельштейновый андезит, шаровая лава; 9 — плагиоклаз-клинопироксен порфировый мандельштейновый базальт, шаровая лава; 10—16 — *дайки*: 10 — клинопироксен-амфиболовое зеленокаменное измененное габбро; 11 — амфиболовый кварцевый диорит, 12 — окварцованный амфиболовый диорит, 13—14 — амфиболовые диабазы; 15 — окварцованный диорит с хлоритизированным темноцветным; 16 — клинопироксен-амфиболовое габбро.

Геологическое положение верхнемеловой вулканогенно-осадочной серии Севано-Акеринской зоны

Существенное значение для восстановления меловой истории развития этой части Малого Кавказа имеет проблема возраста вышеописанной вулканогенно-осадочной толщи. Верхний предел ее возраста в настоящее время большинством исследователей определяется одинаково: верхнеконьякские-сантонские конгломераты на северо-восточном побережье озера Севан трансгрессивно перекрываются эту толщу и содержат все продукты ее размыва (Книппер, 1975; Соколов, 1977; Сатян, 1979). Сатяном эти терригенные образования включаются в самостоятельную группу формаций, которую он относит к надофиолитовому „чехлу“. Позднеконьякский-сантонский возраст конгломератов и песчаников достаточно давно обоснован фаунистически (Ренгартен, 1959; Аколян, 1970). Таким образом, верхний предел возраста вулканогенно-осадочной толщи определяется нижним коньяком. Как это было показано выше, в основании этой толщи в районе с. Ардашеви нами были собраны окаменелости апт-альбского возраста, что определяет возраст базальных горизонтов серии. Выше по разрезу найдена сеноманская микрофауна (разрез с. Кылычлы, Григорьев, и др. 1975; Соколов, 1977). Кроме того, в разрезе района с. Караиман (см. выше) собраны рудисты и пелециподы, говорящие о сеноман-туронском возрасте вмещающих их отложений.

Исходя из вышесказанного, мы считаем, что время формирования вулканогенно-осадочной толщи падает на альбский, сеноманский и туронский ярусы. При этом не исключено, что нижняя возрастная граница этого комплекса может скользить во времени внутри альбского и сеноманского веков. Верхняя граница вплоть до настоящего времени остается неясной. Не исключено, что она не поднимается выше раннего турона, хотя с равной степенью вероятности она может подниматься и в нижний коньяк.

Каково же структурное положение этой доверхнеконьякской вулканогенно-осадочной серии внутри Севано-Акеринской зоны?

Как показывает вышеописанный фактический материал, а также данные регионального геологического картирования, средневерхнемеловой вулканогенно-осадочный комплекс в современной структуре Севано-Акеринской зоны в пространстве теснейшим образом связан с выходами пород офиолитовой ассоциации, на которых эта серия залегает или с нормальным стратиграфическим контактом (Ардашеви, Бина, Джанахмед), или содержится в виде крупных блоков или пластин внутри серпентинового меланжа (Караиман, Саринар).

Особый интерес для восстановления истории формирования этой ассоциации пород имеют, естественно, те разрезы, в которых первичные стратиграфические соотношения средне-верхнемеловой вулканогенно-осадочной серии с подстилающими образованиями оказываются ненарушенными. В пределах Севано-Акеринской зоны, помимо вышеописанных разрезов, имеется еще целый ряд мест, где базальные горизонты интересующей нас вулканогенно-осадочной толщи свиты нормально залегают на породах офиолитовой ассоциации. Если в районе с. с. Ардашеви, Бина и Джанахмед в ее основании располагаются деформированные габбро, то в районе с. Козху базальные конгломераты этой толщи лежат на брекчированных серпентинитах (Книппер, 1978), а в районе с. Кылычлы — на вулканитах и брекчированном дайковом комплексе (Книппер, 1975; Со-

колов, 1977; Григорьев и др., 1975; Книппер, 1980). Последний район интересен еще и тем обстоятельством, что здесь базальные горизонты Кылычлинского комплекса разреза последовательно перекрывает разные части разреза офиолитового разреза (см. например Рис. 8, Книппер, 1975). Таким образом средне-верхнемеловая вулканогенно-осадочная толща, вскрытая в настоящее время в пределах центральной части Севано-Акеринской зоны, располагается с размывом на деформированных породах офиолитового комплекса, который включает в себя все необходимые для его выделения породы, т. е. ультраосновные породы, габбро, дайковый комплекс и вулканогенные образования.

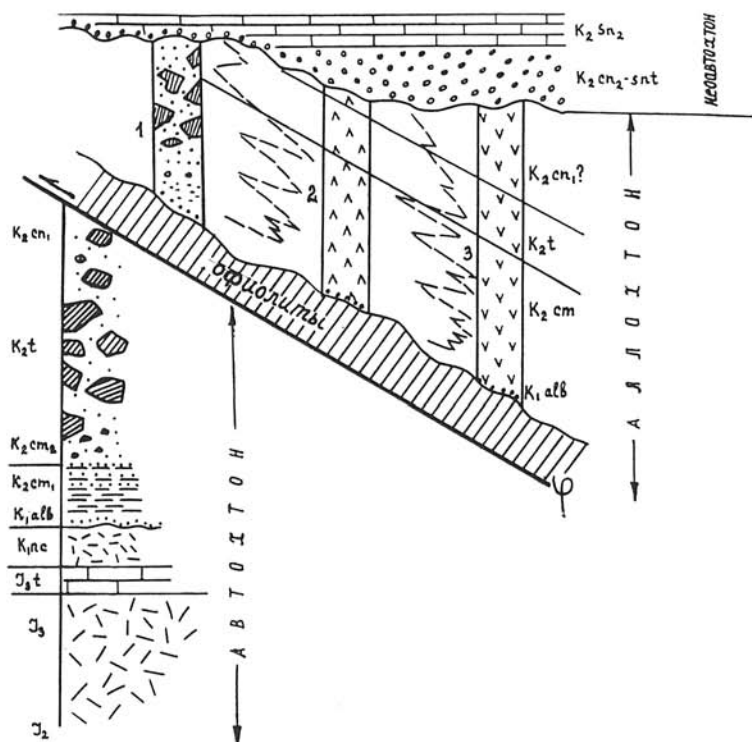


Рис. 5. Положение верхнемеловой вулканогенно-осадочной серии в структуре Севано-Акеринской зоны.

Объяснения в тексте. Типы разрезов: 1 — р-н села Бина; 2 — Чанли-чай; 3 — Ардашеви.

Эта часть офиолитового комплекса составляет тектонический покров (Книппер — Соколов, 1974), который залегает на олистостромовой серии, венчающей собой разрез автохтона. Ниже олистострома в разрезе автохтона выделяются (сверху вниз в стратиграфической последовательности): флишондная толща нижнего сеномана, глинистые сланцы альба, вулканогенно-осадочная толща апта-неокома (эта серия распространена спорадически), известняки берриаса-титона и вулканогенный комплекс верхней-средней юры (Книппер — Соколов, 1974; Соколов, 1977). Возраст автохтонной олистостомы в на-

стоящее время достаточно уверенно датируется как сеноман-ранний коньяк (Соколов, 1977).

Из этого следует, что в современной структуре и разрезе Севано-Акеринской зоны альбские отложения перекрывают породы части офиолитового комплекса, которые в свою очередь лежат выше раннеконьякских пород (Рис. 5). Этот факт никак невозможно себе объяснить, без предположения, что альб-туронская вулканогенно-осадочная толща была тектонически транспортирована совместно с породами офиолитового комплекса, из какой-то другой палеогеографической области, располагавшейся в среднем и верхнем мелу по соседству с современной Севано-Акеринской зоной. Основание этой области слагалось офиолитовой серией, в противоположность вулканогенным и осадочным разрезам автохтона Севано-Акеринской зоны. Ниже мы пытаемся восстановить условия осадконакопления и вулканизма внутри этой исчезнувшей зоны, предварительно рассмотрев некоторые петрохимические особенности ее вулканизма. Как нам кажется, это поможет нам с большей степенью достоверности восстановить историю развития этой части Малого Кавказа и средне-и позднемеловое время.

Петрохимия

Сведения о петрохимии вулканических пород Малокавказских офиолитов крайне скудны и первая сводка по химизму эффузивных пород Севанского хребта, Зангезурской и Вединской офиолитовых зон (без точной возрастной привязки) принадлежит Паланджяну с соавторами (Паланджян и др., 1977) и Сатиану (1979). Ниже мы коснемся петрохимических особенностей верхнемеловых вулканитов Севано-Акеринской зоны более подробно с учетом данных полученных отмеченными выше авторами. Типизация вулканических серий офиолитовых комплексов всегда сопряжена со значительными трудностями в связи с интенсивным изменением вулканических пород. В каждом случае необходимо оценить влияние вторичных процессов на исходный состав вулканитов и выбрать элементы-индикаторы, первичные содержания которых наименее искажены. Средне-верхнемеловые эффузивные породы Севано-Акеринской зоны не являются исключением из общего правила. Как видно из описания разрезов, они подверглись значительному зеленокаменному метаморфизму, эпидот-альбитовой и хлорит-альбитовой пропилитизации. В Адашевском комплексе интенсивны гидротермальная аргиллитизация, карбонатизация, а также проявлена и цеолитизация, в результате которых состав ардашевских эффузивов искажен особенно сильно. В данном случае авторы вынуждены оперировать составами органического числа наименее измененных образцов, которые, возможно не отражают всего разнообразия представленных в этом комплексе эффузивов. Поэтому выводы по петрохимии Ардашевского комплекса следует рассматривать как предварительные. В частности, интенсивно карбонатизированные мандельштейновые базальты нижней части свиты ввиду высокого содержания в них TiO_2 , P_2O_5 и K_2O условно отнесены к щелочной серии (Рис. 7, 8).

Анализ влияния вторичных процессов на исходный состав пород показан, что при зеленокаменном изменении, а также и при эпидот-альбитовой и хлорит-альбитовой пропилитизации эффузивных пород наиболее устойчивы суммарное железо, MgO , TiO_2 , P_2O_5 , K_2O в большинстве случаев обнаруживает четкую корреляцию с P_2O_5 и TiO_2 . Резко искажаются содержания Na_2O и CaO , а SiO_2

и Al_2O_3 претерпевают относительно более слабые изменения. В связи с этим определение петрохимического облика вулканических серий базируется в основном на соотношениях $\text{FeO}^x - \text{FeO}^x/\text{MgO}$, $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^x/\text{MgO}$ а также $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$, которые близки к первичным содержаниям и одновременно являются важными индикаторами трендов дифференциации и щелочности пород (Miyashiro, 1974; Pearce—Cann, 1973). В дополнение использована диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$.

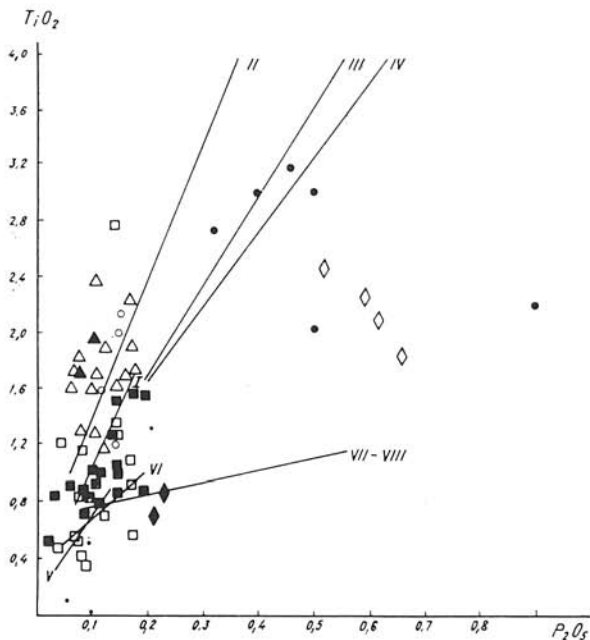


Рис. 6. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ для верхнемеловых эффузивных пород Севано-Акеринского офиолитового пояса. Условные обозначения см. Рис. 1.

Из приведенных данных следует, что верхнемеловые вулканические породы изученных разрезов четко делятся на две группы — толент-базальтовую и щелочно-базальтовую. В первую группу попадают низкокальциевые породы с низкими ($<0,15\%$) содержаниями P_2O_5 и с резко выраженным толентовым трендом накопления FeO и TiO_2 в дифференцированном ряду. К щелочно-базальтовой группе относятся породы с высоким содержанием TiO_2 ($1,7-3,5\%$) и P_2O_5 ($>0,25\%$) которое обычно сопровождается высоким содержанием K_2O ($0,80-4,6\%$). Эта группа обнаруживает существенное понижение содержания FeO^x , TiO_2 а на конечных этапах дифференциации также и P_2O_5 ($>0,25\%$) которое обычно сопровождается высоким содержанием K_2O ($0,80-4,6\%$). Эта группа обнаруживает существенное понижение содержания FeO^x , TiO_2 а на конечных этапах дифференциации также и P_2O_5 , что типично для щелочно-базальтовых серий (Pearce—Cann, 1973). Следует подчеркнуть, что данные по химизму этой группы полностью подтверждаются минералогическим составом

(породы содержат титан-авгит, амфибол баркевикит-керсутитового ряда, биотит, значительное количество апатита и сфена), который не может рассматриваться как результат вторичных изменений.

По набору вулканических пород саринарская эффузивно-радиоляритовая толща и Ардашевский комплекс обнаруживают определенное сходство. В обоих случаях представлена тесная ассоциация толеитовых и щелочных вулканических серий, в составе которых отчетливо преобладают базальты (Табл. 1, 2; Рис. 8).

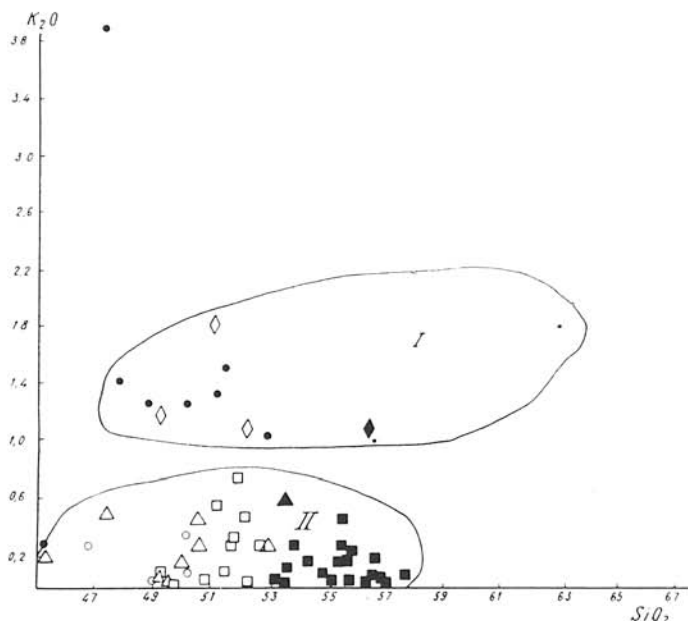


Рис. 7. Диаграмма K_2O-SiO_2 для верхнемеловых эффузивных пород Севано-Акеринского офиолитового пояса.

Объяснения: I — поле щелочнобазальтовой серии; II — поле толеитов. Остальные обозначения см. Рис. 1.

Толеитовая серия дает тренды резкого накопления FeO^x и TiO_2 на фоне общего высокого уровня титанистости, который превосходит таковой для толеитовых серий островных дуг и срединно-океанических хребтов (Рис. 6, 7). По уровню содержания TiO_2 и пределам накопления FeO^x и TiO_2 эти породы сопоставимы с толеитами океанических островов в Галапагос, Гавай, Исландия (Beerly et al., 1976; MacDonald — Katsura, 1974; Carmichael, 1964). Магматические породы океанических островов. Толеиты саринарской эффузивно-радиоляритовой толщи представлены лишь базальтами тогда как в Ардашевском комплексе серия более дифференцирована и кроме базальтов содержит базальтовые андезиты (Табл. 1, 2; Рис. 7).

Щелочная серия Саринарского и Ардашевского комплексов представлена рядом: щелочной базальт, трахиандезит, трахит, в которой резко преобладают базальты (Табл. 1, 2; Рис. 7). Эти породы составляют высокотитанистую щелоч-

нобазальтовую серию типа континентальных рифтов и океанических островов и обнаруживают понижение содержаний FeO^x , TiO_2 и P_2O_5 в дифференцированном ряду.

По набору пород (тесная ассоциация высокотитанистых щелочнобазальтовых серий и толент-базальтовых серий) и петрохимическим характеристикам эффузивные породы Саринарской толщи и Ардашевского комплекса существенно отличаются от базальтовых серий срединноокеанических хребтов и могут быть сопоставлены с вулканитами океанических островов и подводных гор.

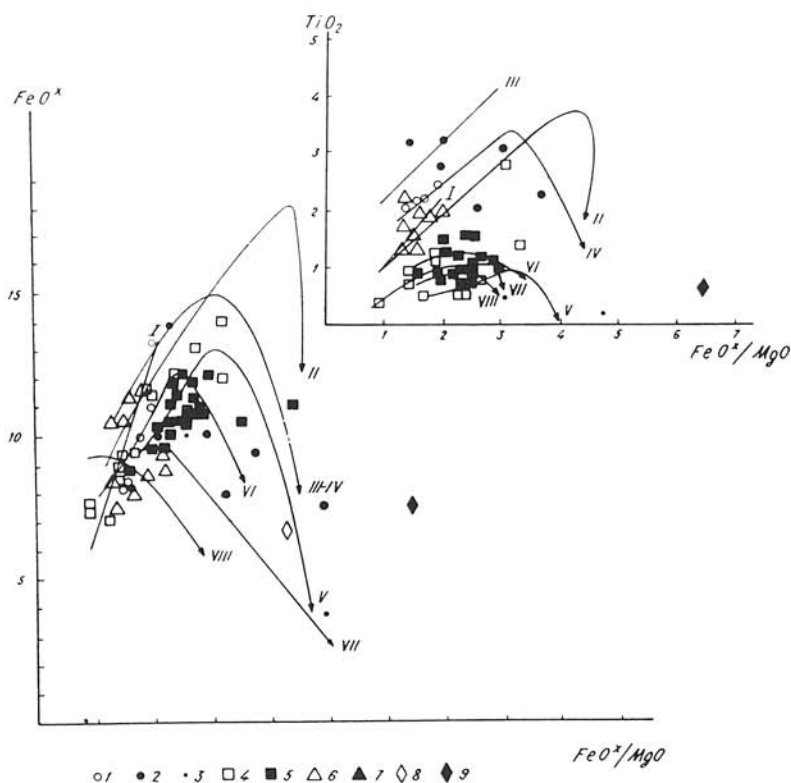


Рис. 8. Диаграммы FeO^x — FeO^x/MgO и TiO_2 — FeO^x/MgO для верхнемеловых эффузивных пород Севано-Акеринского офиолитового пояса.

Объяснения: 1—3 эффузивы Саринарской пластины: 1 — толент-базальты; 2 — щелочные базальты; 3 — трахиандезиты и трахиты; 4—5 — эффузивы и дайки Чанличайского комплекса: 4 — базальты (диабазы); 5 — андезиты (диориты); 6—9 — эффузивы Ардашевского комплекса: 6 — толент-базальты; 7 — базальтовые андезиты; 8 — щелочные базальты; 9 — трахиандезиты. I—IV осевые линии вулканических серий некоторых областей современного активного вулканизма, I — толенты срединноокеанических хребтов (Miyashiro, 1974); II—IV — толенты океанических островов; II — Галапагос, II — Гавай, III — Исландия; V—VIII — вулканические серии примитивных островных дуг, V — Тонга (Ewart, 1976; Ewart et al., 1976); VI — Мариана (Larson et al., 1974); VII—VIII — Фиджи (Gill, 1970).

Эффузивная и дайковая серия Каранман-Чанличайского блока петрохимически идентичны и представлены низкокальциевыми базальтами и андезитами (Табл. 3), среди которых преобладают базальты. Базальтовые андезиты по распространности несколько уступают, а кислые разности количественно резко подчинены (Рис. 7). Эта серия обнаруживает четкий толентовый тренд накопления FeOx и TiO_2 (Рис. 6, 8) но отличается несколько более низкими пределами накопления и существенно более низким уровнем титанистости по сравнению с толентами Саринарской толщи и Ардашевского комплекса (Рис. 6, 7, 8).

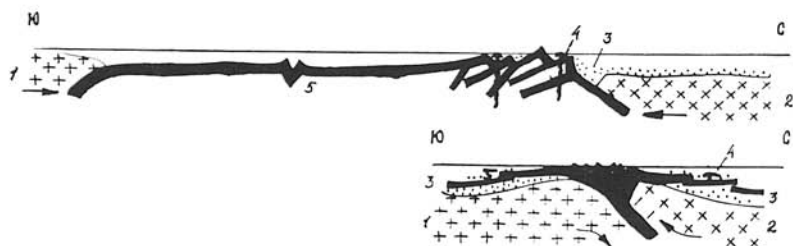


Рис. 9. Схема развития Малого Кавказа в сеномане (верхний профиль) и нижнем коньяке (нижний профиль).

Объяснения: 1 — Африкано-Аравийская плита; 2 — Европейская плита; 3 — флиш и элиострома; 4 — верхнемеловые вулканиты; 5 — океаническая кора Тетиса.

По количественным соотношениям пород, минералогическому составу (широкое распространение роговообманковых разностей среди даек) и петрохимическому облику эта ассоциация близка толентовым дифференцированным сериям примитивных океанических островных дуг (Мариана, Тонга) (Ewart et al., 1973; Ewart, 1976; Larson et al., 1974).

Таким образом, среди верхнемеловых вулканитов Севано-Акеринского офиолитового пояса могут быть выделены ассоциации сопоставимые с вулканическими сериями океанических островов и примитивных островных дуг. Однако нет основания предполагать, что описанные разрезы исчерпывают все разнообразие верхнемеловых вулканических пород Малокавказских офиолитов. Дальнейшее их изучение может дать более многообразную картину.

Паланджян с соавторами (Паланджян и др., 1977) и Сатян (1979), также отметили большое разнообразие состава вулканических пород Малокавказских офиолитов, выделив среди них толентовые и известково-щелочные дифференцированные серии, сопоставимые с островодужными и щелочные серии типа континентальных рифтов, особенно широко распространенные в Зангезуре и Веди. Эти авторы к сожалению, не уделяли специального внимания возможным эффектам гидротермального изменения пород. Следует также подчеркнуть, что тесная ассоциация щелочных серий с радиоляритами и пелагическими известняками исключает их формирование в результате континентального рифтогенеза.

Обсуждение

Изложенный выше материал, касающийся геологического положения и состава средне-верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Севано-Акерин-

ской зоны, позволяет говорить о том, что его формирование происходило в некоторой зоне, восстанавливаемой ныне лишь палинспастическим путем и являвшейся очевидно северной частью мезозойского Тетиса. Основание этой зоны слагалось тектонически переработанным доальбским офиолитовым комплексом, который формировал ложе структуры с корой океанического типа. В настоящей работе, посвященной главным образом средне-позднемеловой истории развития

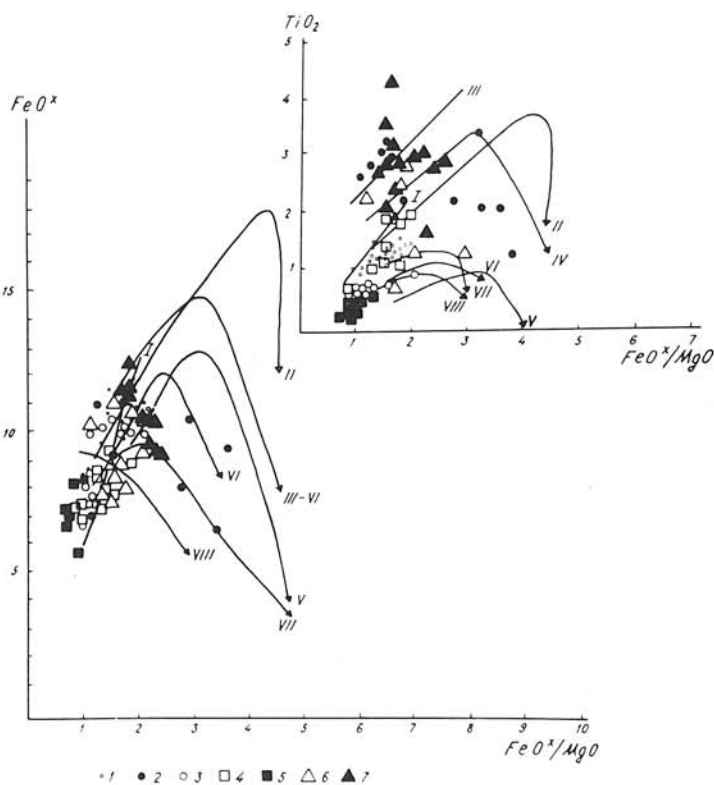


Рис. 10. Диаграмма $\text{FeO}^{\text{X}}-\text{FeO}^{\text{X}}/\text{MgO}$ и $\text{TiO}_2-\text{FeO}^{\text{X}}/\text{MgO}$ для разновозрастных вулканических пород некоторых офиолитовых комплексов Средиземноморского пояса: 1—2 — лавы и дайки офиолитов Ликийского Тавра юго-западная Турция (De Graciansky, 1972).

Объяснения: 1 — дайки в перидотитах; 2 — верхнемеловые эффузивы, 3—7 — дайки и эффузивы офиолитов Баэр-Бассита — Северная Сирия (Parrot, 1977); 3 — дайки диабазов; 4 — нижние пиллоу-лавы (предположительно триас); 5 — верхние пиллоу-лавы (предположит. мел); 6 — верхнетриасовая щелочнобазальтовая серия; 7 — верхнеюрско-раннемеловая базанитовая серия. Остальные условные обозначения см. Рис. 1.

этой части Малого Кавказа, мы не будем подробно останавливаться и его доальбской палеогеографии. Решение этой проблемы во многом зависит от детального изучения доальбских вулканитов, входящих в состав офиолитового комплекса. Это исследование производится нами в настоящее время.

Здесь однако необходимо отметить, что рассматриваемая океаническая область в средней-верхней юре и неокме обрамлялась с севера зоной с интен-

сивным известково-щелочным „андезитовым“ вулканизмом, которая обычно выделяется под названием Сомхето-Кафанской зоны (см. Рис. 1). Характер магматизма, а также положение этой зоны в мезозойской структуре Большого и Малого Кавказа, позволяет параллелизовать ее с современными зрелыми островными дугами (Книппер, 1975; Соколов, 1977; Адамия и др., 1977, Лордкипанидзе, 1980; Adamia et al., 1981).

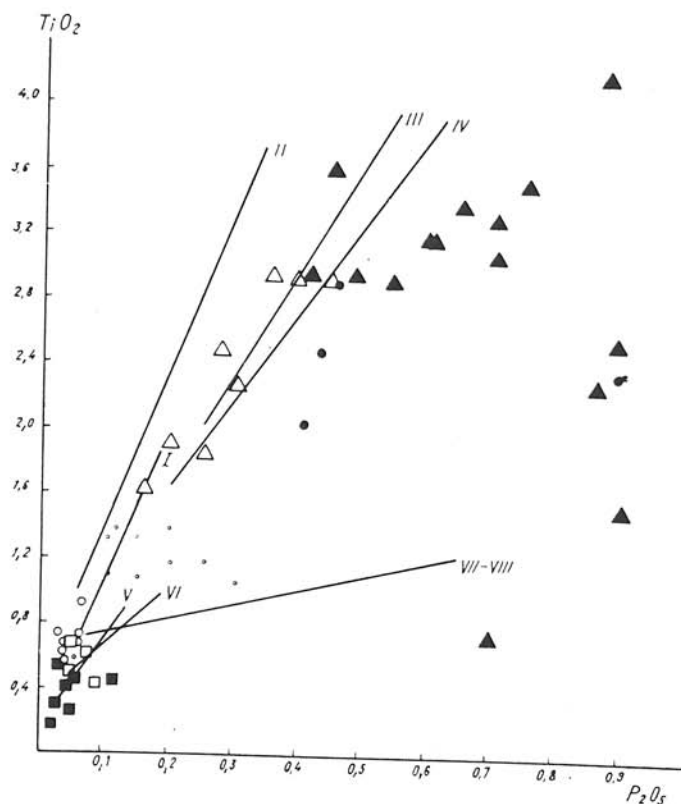


Рис. 11. Диаграмма $TiO_2 - P_2O_5$ для некоторых разновозрастных офиолитовых комплексов восточного Средиземноморья. Условные обозначения см. Рис. 4.

В конце неокома или аптском веке область с корой океанического типа (или ее северная часть) была охвачена интенсивными деформациями, что привело к формированию расчлененного тектонического рельефа, поверхность которого слагалась различными породами офиолитовой ассоциации (ультрабазиты, габбро, дайковый комплекс и вулканогенно-осадочная серия (Рис. 11). В этот момент возникает целый ряд островных гряд сложенных офиолитами, часть которых была выведена выше уровня моря. На дневной поверхности островов начинается формирование коры выветривания (окремнение ультраосновных пород и возникновение бирбиритов, ожелезнение пород и т. д.).

Процессы поднятия охватили и обширные участки краевой части Сомхето-Кафанской зоны, где в это время местами устанавливается перерыв и происходит разрыв вулканогенно-осадочных серий. В начале альбского века резкий процесс опускания охватывает северную часть Тетиса и смежную с ней окраину Сомхето-Кафанской зоны. С этого момента истории и вплоть до туронского века включительно эта окраина Тетиса представляла собой цепь подводных вулканогенных гор в пределах которых накапливались вулканические серии толеитового и щелочного ряда. Не исключено, что в разделивших эти горы депрессиях происходило накопление турбидитных и олистостромовых серий, формирование обломочной фракции которых происходило как за счет доальбского офиолитового комплекса, так и в результате обрушения крупных олистолитов среднемеловых вулканогенно-осадочных пород.

В области сочленения бассейна с океанической корой и Сомхето-Кафанской зоны в начале альба возник глубокий прогиб, внутри которого происходило накопление сначала глинистых, а затем и турбидитных серий. В этот момент в прогиб, располагавшийся частично на „офиолитовом“ (океаническом), а частично и на „андезитобазальтовом“ (континентальном) основании начал поступать обломочный материал (хромит и гранаты гроссулярового типа), связанный с подводным разрывом пород офиолитового комплекса (Розен и др., 1981). В конце альбского — начале сеноманского веков в этот бассейн спорадически сползали крупные олистолиты пород офиолитовой ассоциации (Соколов, 1977). Поступление олистолитов в прогиб резко усиливается в позднем сеномане, что приводит к началу формирования мощной офиолитокластической олистостромовой толщи, впервые выделенной на Малом Кавказе Книппером (1971) и подробно описанной Соколовым (1977). Образование этой толщи, продлившееся вплоть до раннего коньяка мы связываем также как и вышеупомянутые авторы, сначала с разрушением поднятий, а затем и с шарьированием крупных тектонических покровов, обрушение лбов которых в процессе движения и давало тот обильный офиолитокластовый материал, ныне переполняющий олистостромовую толщу*. Это надвигание офиолитовых покровов и перекрывающих их отложений связано с выдавливанием океанической коры, которое происходило в процессе сближения Африкано-Аравийской и Европейской плит (Книппер, 1975; Соколов, 1977; Закариадзе и др., 1980). Наши представления об истории формирования этой области в позднем мелу достаточно ясно иллюстрируются рисунком 11. Отметим только некоторые узловые моменты.

1. Наряду с породами доальбской офиолитовой ассоциации в пределы Сомхето-Кафанской зоны оказались шарьированы и перекрывающие их вулканогенно-осадочные образования, образовавшиеся в пределах северной окраины Тетиса в альбе-туроне. На это обстоятельство впервые обратил внимание Соколов (1977), выделивший осадочные толщи этого возраста в так называемый Кылычлинский комплекс.

2. Процесс раздавливания океанической коры сопровождался формированием серпентинитового меланжа, в который вовлекались не только фрагменты пород

* В бассейн, в который соскальзывали офиолитовые покровы, помимо офиолитокластового материала поступали и обильные продукты разрушения пород Сомхето-Кафанской зоны.

доальбской офиолитовой ассоциации, но и альб-туронские вулканогенно-осадочные серии.

3. В процессе разрушения лбов шарьруемых пластин олистострома, формирующимся на автохтонном основании, захоронялись как доальбские образования, так и альб-туронские вулканогенно-осадочные породы.

4. Корневой зоной для шарьяжей следует считать некоторую область, располагающуюся ныне в зоне крупного шва, устанавливаемого в настоящее время геофизическими методами. Этот шов прослеживается по гравиметрическим и сейсмическим данным от района г. Амасия вдоль северо-восточного побережья оз. Севан и далее на юго-восток через бассейн р. Воротан до долины реки Аракс (Асланян и др., 1975; Егоркина и др., 1976; Назаретян — Казарян, 1976). Выходы офиолитов приуроченные к данной зоне недавно были выделены Асланяном и Сатияном (1977) и Сатияном (1979) под названием Зангезурского офиолитового пояса. В свое время проблема корневой зоны Малокавказских офиолитовых шарьяжей ставилась в работах Книппера и Соколова (1974), а также Ломизе и Панова (1975). Последние авторы видели эту область в центральной части Севано-Акеринской зоны, а Книппер и Соколов находили ее несколько севернее.

Не останавливаясь подробно на доводах названных авторов следует отметить, что литологически неотличаемые комплексы юрских пород, слагающие северо-восточное и юго-западное обрамление Севано-Акеринской зоны к юго-востоку от г. Лачин имеют тенденцию к центриклинальному замыканию, и трудно предполагать, что они не соединились между собой в поздней юре — раннем мелу. Поэтому корневую зону покровов следует искать в другом месте, а именно в Зангезурской зоне. Эта сутура продолжается в восточную Турцию, (в район г. Эрзинджана), где шарьирование офиолитов в обе стороны от нее на север и на юг прекрасно показано Бергуньяном (Bergougnan 1975) Следует отметить, что один из авторов в одной из последних своих работ пришел к аналогичному выводу (Knipper, 1980).

И так, имеющиеся материалы показывают, что в конце раннего мела в северной части Тетиса существовала серия вулканических поднятий — подводных гор и „зародышей“ островных дуг. Возникновение этих поднятий произошло после деформации — „скупивания“ доальбской океанической коры Тетиса. Этот процесс в восточной части Средиземноморья охватил большие площади и может быть установлен по крайней мере в центральной Анатолии, на о. Кипр и в северной Сирии (Тектоника Северной Евразии, 1980). Именно к этому этапу развития относятся породы „покрова диабазов“ Ликийского Тавра (De Graciansky, 1972), верхние пиллоу-лавы Кипра и сакалавиты Северной Сирии (Parrot, 1977). Интересно, что как и на Малом Кавказе, в Ликийском Тавре и в массиве Троодос (о. Кипр), вулканогенные породы в пространстве теснейшим образом связаны с турбидитами и олистостромовыми толщами (De Graciansky, 1972).

Важно также подчеркнуть, что имеющиеся в настоящее время данные, очевидно указывают что процессы подобно средне-верхне меловому этапу, охватывали океанический бассейн Тетис и в более ранние периоды. Многочисленные данные по химизму вулканических пород офиолитовых комплексов Средиземноморского пояса, опубликованные в последние годы, (Bessalova et al., 1979), показали большое разнообразие эффузивно-радиоляритовых свит и заставили отказаться от их буквальной и упрощенной трактовки в качестве фрагментов одно-

образного океанического слоя. II. Наряду с толентбазальтовыми сериями типа срединно-океанических хребтов, которые широко распространены в офиолитах западной части пояса, были установлены толентовые и известково-щелочные дифференцированные серии островодужного типа и щелочно-базальтовые серии. Возраст этих „аномальных“ пород варьирует от верхнего триаса до верхнего мела и, возможно, именно они и являются преобладающим типом вулканитов для офиолитовых комплексов восточного Средиземноморья (Bessaluva et al., 1979). Следует подчеркнуть, что разновозрастные эффузивные серии различного состава могут быть представлены в пределах одного относительно небольшого офиолитового массива. Для примера ниже приводятся диаграммы $\text{FeO}^x - \text{FeO}^y / \text{MgO}, \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ (Рис. 9, 10), для вулканитов офиолитового массива Баэр-Бассит Сирии (Parrot, 1977) и офиолитов Ликийского Тавра юго-западной Турции (De Graciansky, 1972). Как видно из приведенных данных, в офиолитовом комплексе Баэр-Бассита представлены низкотитанистые толентовые серии, сопоставимые с таковыми примитивных островных дуг (нижние пиллоу-лавы, верхние пиллоу-лавы и дайковая серия), слабощелочная базальтовая серия верхнетриасового возраста и верхнеюрско-раннемеловая базанитовая серия. В Ликийском Тавре эффузивные породы верхнемеловой базальт-радиоляритовой ассоциации относятся к щелочным, высокотитанистым базальтам типа океанических островов и подводных гор, тогда как дайки, секущие перидотиты по валовому составу сопоставимы с базальтами срединно-океанических хребтов.

В заключение следует подчеркнуть, что установленное к настоящему времени разнообразие фациальных особенностей и состава вулканогенно-осадочных толщ офиолитовых комплексов Средиземноморского пояса и широкий возрастной диапазон их формирования (триас-нижний мел), представляет возможность изучения геологической эволюции и разнообразие палеогеографических обстановок в пределах палеоокеанического бассейна Тетис. На основании имеющихся в настоящее время данных с полной определенностью можно говорить о двух главных провинциях этого мезозойского океанического бассейна западной (Альпы, Корсика, Сев. Италия, Калабрия) с корой близкой к нормально океанической, сформированной в условиях срединно-океанических хребтов, и восточной (Троодос, Баэр-Бассит, Вуринос, Ликийский Тавр и др.) для которой характерен процесс периодических интенсивных деформаций, скупивания океанического фундамента и формирования гряд островных дуг и подводных гор, характеризующихся вулканизмом соответствующего типа. Исследованный средне-верхнемеловой вулканизм офиолитового комплекса Малого Кавказа, оказывается таким образом типичным представителем восточной палео-провинции Тетиса. Современным аналогом такого бассейна видимо следует считать западную часть Тихого океана с ее системами незрелых островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей, группами подводных гор и океанических островов.

ЛИТЕРАТУРА

- АКОПЯН, В. Т., 1970: Меловая система. В кн.: Геология СССР, т. 43, Армянская ССР, 1. Геологическое описание. Недра, Москва.
- АДАМИЯ, Ш. А. — ЗАКАРНАДЗЕ, Г. С. — ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М. Б., 1977: Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника (Москва), 4.
- АСЛАНЯН, А. Г. — ВЕГУНИ, А. Г., 1975: Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле (Москва), 6.
- АСЛАНЯН, А. Г. — САТИАН, М. А., 1977: Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН АН Арм. ССР, т. 45, 4.
- ГРИГОРЬЕВ, В. Н. — КНИППЕР, А. Л. — СОКОЛОВ, С. Д., 1975: Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кыличинской синклинали (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). Сов. Геол. (Москва), 7.
- ЕГОРКИНА, Г. В. — СОКОЛОВА, И. А. — ЕГОРОВА, Л. М., 1976: Изучение глубинных разломов по материалам станции „Земля“ на территории Армении. Разв. промысл. геоф. Недра (Москва), 72.
- ЖАМОИДА, А. И. — КАЗИНЦЕВА, Л. И. — ТИХОМИРОВА, Л. Б., 1976: Комплексы радиолярий Малого Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, Сер. геол. (Москва), 2.
- КНИППЕР, А. Л. 1971: История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. Геотектоника (Москва), 6.
- КНИППЕР, А. Л., 1975: Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. Труд. Акад. Наук СССР Геол. инст. (Москва), 267.
- КНИППЕР, А. Л., 1978: Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенные становление офиолитового комплекса. Геотектоника (Москва), 2.
- КНИППЕР, А. Л. — СОКОЛОВ, С. Д., 1974: Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа. Геотектоника (Москва), 6.
- ЛЕОНТЬЕВ, Л. Н. — ХАИН, В. Е., 1949: Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. Докл. Акад. Наук. СССР (Москва), 65.
- ЛОМИЗЕ, М. Г. — ПАНОВ, Д. И., 1974: Об аллохтонных офиолитах Севанской зоны (Малый Кавказ). Бюлл. МОИП, отд. геол. (Москва), 49, 5.
- ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М. Б., 1980: Альпийской вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Труд. ГИН Акад. Наук. Груз. ССР, нов. серия Мецниереба (Тбилиси), 69.
- НАЗАРЕТЯН, С. Н. — КАЗАРЯН, С. С., 1976: Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики. Изв. Акад. Наук Арм. ССР, Сер. Науки о Земле (Ереван), 3.
- ПАЛАНДЖЯН, С. А. — САТИАН, М. А. — СТЕПАНИАН, А. О., 1977: К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа. Изв. Акад. Наук Арм. ССР, Науки о Земле (Ереван), 1.
- ПАФФЕНГОЛЬЦ, К. Н., 1934: Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин. Н. К. Т. П. СССР (Москва), 219.
- ПАФФЕНГОЛЬЦ, К. Н., 1941: Интрузивные породы бассейна озера Севан и р. Веди-чай, Даралагеса и нахичеванского края. Интрузивы Закавказья. Труды Груз. геол. упр. (Москва), 2.
- РЕНГАРТЕН, В. П., 1959: Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР. Изд. Акад. Наук СССР (Москва), 6.
- РОЗЕН, О. М. — СОКОЛОВ, С. Д. — ШЕКО, А. В., 1981: Вещественный состав серпентинитовых песчаников и сопровождающих их отложений в мезозое Малого Кавказа. В кн. Минеральные образования океанического субстрата. Наука (Москва).
- САТИАН, М. А., 1979: Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армении. Акад. Наук. Арм. ССР (Ереван).
- СОКОЛОВ, С. Д., 1977: Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. Труды ГИН Акад. Наук СССР (Москва), 296.
- Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии м-б 1:5 000 000), Наука, Москва, 1980.
- ШИХАЛИБЕГЛИ, Э. Ш., 1956: Тектоника Севано-Акеринского синклинария в пределах Азербайджана. Тр. Совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР, Баку.

- ШИХАЛИБЕИЛИ, Э. Ш., 1964: Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд. Акад. Наук Азерб. ССР Баку.
- ШИХАЛИБЕИЛИ, Э. Ш., 1976: Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд. Акад. Наук Азерб. ССР Баку, 3.
- ADAMIA, SH. A. — CHKHOTUA, T. — KEKELIA, M. — LORDKIPANIDZE, M. — SHAIVISHILIN, J. — ZAKARIADSE, G., 1981: Tektonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean. *J. structural Geology*, 3, 4.
- BECCALUVA, L. — OHNENSTETTER, D. — OHNENSTETTER, M., 1979: Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites: application to same ophiolites. *Can. J. Earth. Sci. (Ottawa)*, 16.
- BEERLY, G. R. — MELSON, W. G. — VOGT, P. R., 1976: Rhyodacites, andesites, ferro-basalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading centre. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 30, 2.
- BERGOUGNAN, H., 1975: Relation entre les edifices pontique et taurique dans le Nord-Est de l'Anatolie. *Bull. Soc. géol. France (Paris)* 7, 17, 6.
- CARMICHAEL, S. S. E., 1964: The petrology of Tingmuli a Tertiary volcano in eastern Ireland. *J. Petrology (Oxford)*, 5, 3.
- EWART, A. — BRYAN, W. B. — GICE, J., 1973: Mineralogy and geochemistry of younger volcanic island of Tonga, SW Pacific. *J. Petrology (Oxford)*, 14, 3.
- EWART, A., 1976: A petrological study of the younger Tangen andesites and dacites and the olivine tholeiites of Nina Fo'on island, SW Pacific. *Cart. Mineral. Petrology (Oxford)*, 58.
- GILL, J. B., 1970: Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin — New York)*, 27.
- GRACIANSKY de, P. CH., 1972: Recherches géologiques dans le Taurus Lycien occidental. These, Univ de paris Sud., Centre d'Orsay, Paris.
- KNIPPER, A. L., 1980: The tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus. *Int. Ophiolite symposium, Cyprus 1979. Geol. Surv. Cyprus*.
- LARSON, R. L. — REYNOLDS, A. — MERIEL, R. — LEWIS, S. — OZIMA, M. — AOHI, Y. — KONOSHITA, H. — ZASSU, S. — KAWAI, N. — NAKAMURA, T. — HIROKA, K., 1974: Major element petrochemistry of some extrusive rocks from volcanically active Mariana islands. *Bull. vol. canologique*, 38, 2.
- MACDONALD, G. A. — KATSURA, T., 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrology (Oxford)*, 5, 1.
- MIYASHIRO, A., 1974: Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci. (New Haven)*, 274.
- PARROT, J. P., 1977: Assemblage ophiolitique du Baer-Bassit ORSTOM, Paris.
- PEARCE, J. A. — CANN, J. K., 1973: Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth. planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 19.

Рецензия Д. ГОВОРКА

Рукопись получена 24 апреля 1984