

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
СО АН СССР

на правах рукописи

САТИАН МАРЛЕН АКИМОВИЧ

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ОФИОЛИТОВЫЕ ПРОГИБЫ АРМЯНСКОЙ ССР
(формации, палеогеография)

04.00.01 - геология

Автореферат диссертации на
соискание ученой степени
доктора геолого-минералогиче-
ских наук

Новосибирск- 1979

Работа выполнена в Институте геологических наук
АН Армянской ССР.

О ф и ц и а л ь н ы е о п п о н е н т ы :

Доктор геолого-минералогических наук С.Б. Абовян
(ИГН АН Армянской ССР, г. Ереван)

Доктор геолого-минералогических наук М.А. Барков
(ИГ и Г СО АН СССР, г. Новосибирск)

Доктор геолого-минералогических наук А.Л. Книппер
(ГИН АН СССР, г. Москва)

Ведущее предприятие – Институт геологии АН Грузинской ССР

Защита состоится "22" ноября 1979 г. в 14 часов
на заседании Специализированного совета Д 00250.03 по защите
диссертаций на соискание ученой степени доктора геолого-мине-
ралогических наук по специальности 04.00.01 – геология при
Институте геологии и геофизики СО АН СССР по адресу: 630090
Новосибирск-90, Университетский пр.3.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГ и Г
СО АН СССР.

Автореферат разослан " _____ " _____ 1979 г.

Ученый секретарь Специализированного
совета при ИГ и Г СО АН СССР кандидат геолого-

В.В.ВОЛКОВ

В.В. Абовян
19.11.79г

Общая характеристика работы

1970

Происхождение офиолитового сообщества имеет исключительное значение в познании закономерностей развития материковых и океанических областей. Обнаружение в океанах офиолитов, обладающих определенным сходством с офиолитами континентальных областей привело к разработке гипотезы, согласно которой офиолитовая ассоциация складчатых областей представляет реликт древней океанической коры, шарьированной на материка. С другой стороны, данные по региональной геологии и геофизики континентов говорят о возможности формирования офиолитовой ассоциации в пределах самих материков, при умеренном растяжении континентальной коры в зонах глубинных разломов. Образовавшиеся прогибы (офиолитовые прогибы, следуя М.В. Муратову, 1969) обособляются в иерархическом ряду геосинклинальных вулканических прогибов. Современные гомологи офиолитовых прогибов не обнаружены и задача реконструкции палеогеографии и морфологии офиолитовых прогибов предполагает сравнительное изучение офиолитовой ассоциации разных структурных зон, с применением комплекса методов. В типизации офиолитовой ассоциации континентальных областей, выяснении палеотектонических и палеогеографических условий ее накопления заключается научная значимость проблемы, ее актуальность.

Отметим, что на Малом Кавказе исследования офиолитовых зон ранее были сосредоточены на вопросах региональной тектоники и петрологии базит-ультрабазитового комплекса и связанных с ним полезных ископаемых (К.Н. Паффенгольц, А.Т. Асланян, А.А. Габриелян, С.Б. Абовян, С.А. Паланджян, А.Л. Книппер и др.), в пределах офиолитовых поясов был проведен большой объем поисково-съёмочных и поисково-разведочных работ (К.Н. Паффенгольц, П.С. Епремян, С.Б. Абовян, Г.Г. Саакян, Л.С. Меликян и др.), а также палеонтолого-стратиграфические исследования (В.П. Ренгартен, В.Л. Егоян, В.Т. Акопян, Ю.А. Мартirosян и др.).

Научная новизна работы заключается в том, что было проведено изучение состава и строения и на основе этих данных дана формационная типизация вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих габбро-гипербазитовый комплекс, а также тех отложений, которые размещены в основании офиолитовой серии и сла-

гают на дофиолитовый "чехол" — наиболее информативных для палеогеографических и палеотектонических реконструкций офиолитовых зон. Кроме того, были изучены и разновозрастные отложения зон обрамления.

Офиолитовая серия региона вмещает ряд полезных ископаемых. Некоторые из них (проявления марганца, марганцевистые радиолиты, яшны, офикальциты и др.) были выявлены и изучены при проведении данной работы. В выяснении формационной принадлежности стратифицированных полезных ископаемых, выявлении их поисковых признаков и перспектив обнаружения состоит конкретная практическая направленность работы.

На обсуждение выдвигаются следующие научные достижения.

1. В результате литологического картирования, составления опорных разрезов, обработки материала выявлены новые выходы и погребенные поля пород офиолитовой ассоциации. Тем самым: а) находки гипербазитов и выдвинутые ранее предположения о существовании в 1-3 части региона гипербазитового пояса (Егоян, 1955, Асланян, 1958) получили веское подтверждение и было впервые доказано поясовое развитие кремнисто-вулканогенной формации офиолитовой серии, начиная от низовья басс. р. Ахурян на западе до басс. р. Джагрчай на востоке (Вединский офиолитовый пояс), выяснена внутренняя структура офиолитовой серии, состав слагающих ее пород, а также изучены вмещающие толщи; б) с использованием данных бурения, геофизики обосновано (совместно с А.Т. Асланяном) наличие в структуре региона Зангезурского офиолитового пояса; в) уточнено простираие западной части Севанского офиолитового пояса, выявлен ряд важных характеристик его внутреннего строения.

2. Проведены формационный анализ альб-позднемиоценовых осадочных и вулканогенно-осадочных толщ офиолитовых зон и зон обрамления, а также корреляция рядов формаций. В результате: а) выявлена стадийность развития офиолитовых прогибов и прогибов зон обрамления; б) обосновано наличие во внутреннем строении кремнисто-вулканогенной формации реликтов фациальной зональности (реконструируются зоны глубоководной и мелководной седиментации); в) разработаны критерии автономности развития каждого офиолитового прогиба и автохтонности залегания офиолитовой ассоциации (кремнисто-вулканогенной формации) в палеострук-

туре региона; г) предложена принципиально новая схема палеотектонической зональности региона в альб-поздне меловое время, показано главенствующее значение в ней офиолитовых прогибов.

3. Выявлены основные особенности процессов литогенеза в офиолитовых прогибах региона: специфика подводного вулканизма и кремненакопления, терригенной седиментации.

4. На основании сравнительного анализа палеогеографии офиолитовых прогибов Малого Кавказа с сопредельными регионами Передней Азии выявлены критерии для межрегиональной корреляции, рассмотрено наиболее вероятное структурное продолжение офиолитовых зон Малого Кавказа в сопредельные регионы.

5. Сравнительный анализ строения и состава кремнисто-вулканогенных толщ офиолитовых серий Передней Азии, а также Кипра, западных Балкан и северных Апеннин выявляет возможность типизации ассоциаций кремнистых и вулканогенных пород и реконструкции палеогеографических и палеотектонических условий их накопления.

6. Рассмотрение формационной принадлежности стратифицированных полезных ископаемых, в их числе полезных ископаемых, выявленных в процессе работы, позволило наметить их поисковые признаки и перспективы обнаружения некоторых из них.

Методика исследований включала: составление послыльных опорных разрезов толщ, выборочное литологическое картирование. Камеральная обработка материала включала петрографию, минеральный, химический, спектральный и другие виды анализа. Выполнены они преимущественно в лабораториях ИГН АН Армянской ССР.

Работа состоит из пяти глав, введения, заключения (суммарным объемом в 300 стр.) и списка литературы.

Глава I "Поздне меловая седиментационно-тектоническая зональность Малого Кавказа" и глава II "Главные типы вулканогенно-осадочных и осадочных формаций", а также основные разделы главы III "Палеотектонические и палеогеографические условия формирования офиолитовых прогибов Малого Кавказа", объединены общим замыслом типизации стратифицированных (или литологических) формаций, их рядов, показа особенностей развития офиолитовых прогибов и специфичности протекавших в их пределах процессов литогенеза. Этот обширный раздел работы основан главным образом на авторских материалах и составляет 2/3 объема

работы. "Сравнительный анализ строения и состава мезозойской офиолитовой ассоциации Передней Азии и центрального Средиземноморья" построен на сопоставлении состава и строения кремнисто-вулканогенной формации в основном по литературным данным. В главе V "О полезных ископаемых стратифицированных формаций альбо-поздне меловых офиолитовых и смежных с ними прогибов" акцентируется внимание на выявленные в процессе работы полезные ископаемые и перспективы дальнейших их поисков.

А п р о б а ц и я р а б о т ы

Основные результаты исследования были доложены на республиканских совещаниях, в Московском обществе испытателей природы (1974), на IX Международном седиментологическом конгрессе (1975), опубликованы в центральной и республиканской периодической печати (1963-1977), сданы в семи отчетах по тематической работе, изложены в монографиях (1974, 1979).

Работа выполнена в Институте геологических наук АН Армянской ССР по тематическому плану (1960-1978 гг.)

Содействие и заинтересованность в проведении и завершении данного исследования автор постоянно ощущал со стороны чл.-корр. АН Узб.ССР А.Г.Бабаева и чл.-корр. АН Арм.ССР А.Т.Асланяна, также как помощь и консультации Л.И.Казинцовой (ВСЕГЕИ), Ю.А.Мартirosян, Р.Г.Мхитаряна, С.А.Паланджяна, Ж.О.Степанян, Л.С.Чолахян, Л.П.Яшвили. Всем им автор выражает свою глубокую благодарность.

Глава I. ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ СЕДИМЕНТАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОФИОЛИТОВЫЕ ПОЯСА МАЛОГО КAVKAZA.

Значение поздне мелового этапа в истории развития Малого Кавказа было обосновано уже с подведением итогов мелкомасштабного геологического картирования (Паффенгольц, 1947); в Сомхето-Карабахской зоне перерывы в седиментации на рубеже поздней юры и альба-позднего мела, так же как несоответствие структурного плана развития поздне меловых и более древних комплексов в дальнейшем были подтверждены неоднократно (Асланян, 1958; Ренгартен, 1959; Габриелян, 1959 и др.).

Сущность тектонической более или менее унифицированной периодизации фанерозоя сводится к обособлению герцинского мио-

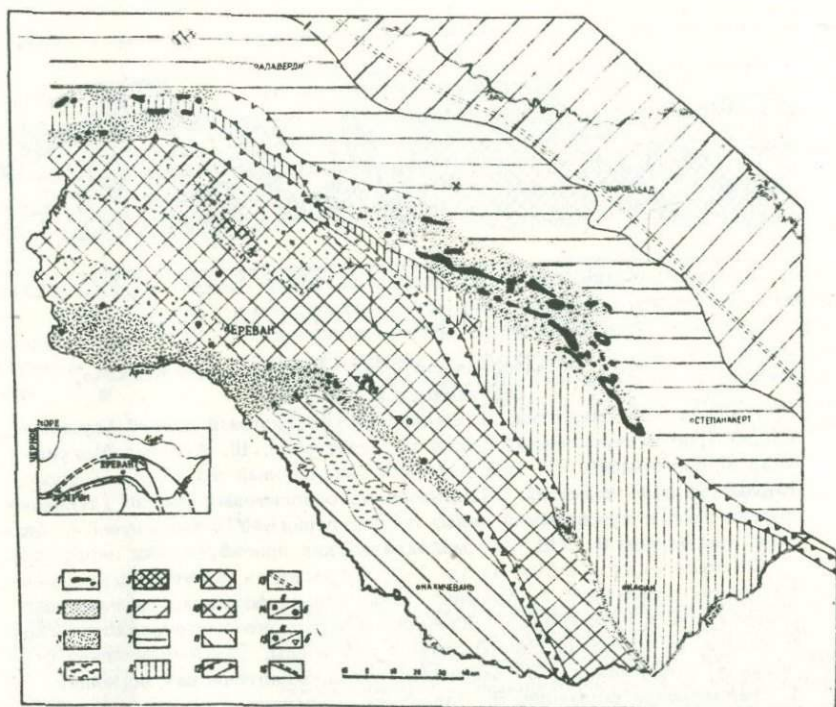


Рис. 1. Схема палеотектонической зональности Малого Кавказа в меловое время.

Офиолитовые зоны (1-3): Севанская, Зангезурская, Вединская (с СВ на ЮЗ).

1. Выходы ультрабазитов, 2. Распространение офиолитовой ассоциации, 3. Офиолитокластические отложения в надофиолитовом "чехле".
4. Средний-верхний палеозой и триас, 5. Древний метаморфический комплекс (кембрий (?) - докембрий).

Межофиолитовые зоны (6-11): 6. Предмалокавказская, 7. Сомхето-Карабахская, 8. Базумо-Кафанская, 9. Анкаван-Мегринская, 10. Приподнятое положение древнего фундамента по геофизическим данным, 11. Урц-Джульфинская зона, 12. Глубинные разломы по данным геофизики, 13. Предполагаемая зона глубинного разлома, 14. Вскрытие скважинами; а) породы толщ офиолитовой ассоциации; б) габбро-гипербазитовый комплекс, 15 а) Вскрытый скважинами домезозойский комплекс без признаков офиолитовой ассоциации в разрезе мела-палеогена, б) выходы терригенно-карбонатных отложений верхнего мела-палеогена, залегающих на домезозойских образованиях, 16. Региональное распространение офиолитовых поясов (к вставке).

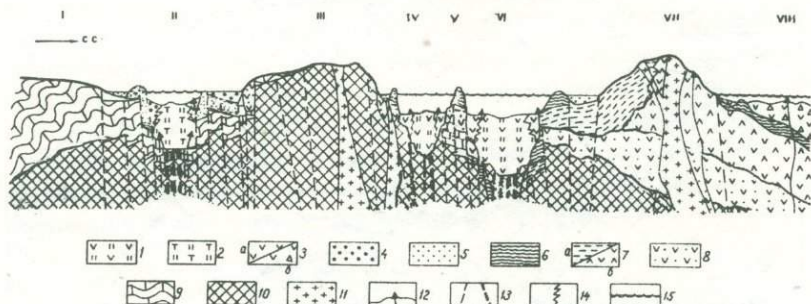


Рис. 2. Палеогеологический разрез Малого Кавказа, раннекенозояское время.

1. Урцкая зона поднятий, П. Вединский офиолитовый прогиб (вулканический трог и терригенный шельф по периферии). Ш. Анкаван-Мегринская зона поднятий, IV. Зангезурский офиолитовый прогиб, У. Базумо-Кафанская зона поднятий, VI. Севанский офиолитовый прогиб (вулканический трог и терригенный шельф по периферии). УП. Сомхето-Карабахская зона поднятий, УШ. Предмалокавказский прогиб, южная периферия.

Обозначения в легенде. 1-6. Формации альб-раннекенозояского времени. 1. Кремнисто-эффузивная формация, включающая гипербазиты и габброиды. 2. Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация, включающая гипербазиты и габброиды. 3. а) эффузивная формация (и субформация); б) эффузивно-вулканокластическая формация. 4. Граувакковая формация. 5. Известняково-терригенная формация. 6. Вулканокласто-седиментогенная формация.

7-11. Формации доальбского этапа. 7. Позднеюрские-неокомские формации: а) вулканогенно-осадочные и осадочные, б) существенно вулканогенные. 8. Ранне-среднеюрские осадочно-вулканогенные формации. 9. Средне-верхнепалеозойские и триасовые терригенно-карбонатные и карбонатные формации. 10. Древний метаморфический комплекс (кембрий (?) - докембрий). 11. Доальбские интрузивы гранитоидов. 12. Позднемеловые вулканы. 13. Разломы коровые и глубинные (жирным шрифтом). 14. Фациальные переходы. 15. Уровень палеобассейна.

Стадия развития прогнозов	Структурно-формационные зоны и подзоны										Урц-Вайкская (Джульфинская) зона	
	Предмалокавказская и Сомхето-Карабахская зоны Подзона Папакарского синклинория	Севанская офиолитовая зона		Базумо-Кафанская зона		Зангезурская офиолитовая зона		Анкаван-Мегринская зона		Вединская (Ереван-Ордубадская) офиолитовая зона		
	Амасийская подзона	подзона Севанского горст-антиклинория	Базумская подзона	подзона северного крыла Кафанского антиклинория и Масрикской антиклинали Восточно-Севанского хребта	Ширако-Цогаваюхская подзона	Шишкерт-Армаздская подзона	Анкаван-Аргичинская подзона	Мегринская подзона	Вединская подзона	Арпинская подзона		
Начальная или предвулканическая	Морская мелководная вулканокласто-седиментогенная формация мощностью до 280 м ($K_2^{a13} - K_2^{t1}$)	Морская мелководная пирокласто-терригенная глауконитовая формация мощностью до 100-120 м ($K_1^{a12} - K_1^{t1}$) Иджеванский хребет	Песчано-глинистые флюидные отложения мощностью до 100 м, выступающие в виде тектонических блоков в бассейне р. Буратапа и у с. Кясаман, аналогичные песчано-глинистой мелководной формации бассейна рек Тертер и Акера ($K_1^{a1} - K_2^{cn}$)	Терригенно-карбонатная морская мелководная формация мощностью до 150 м ($K_1^{ab} - K_2^{cn-t1}$)	Эффузивно-вулканокластическая формация мощностью до 350 м, бассейн р. Воротан ($K_1^{ap-a1} - K_2^{t1} (?)$)	Морская мелководная глинисто-известняково-терригенная формация мощностью до 200 м, северные склоны Армянского Памба ($K_1^{a1} - K_2^{cn}$)	Обнажений нет			Морская мелководная известняково-органигенно-детритовая субформация мощностью до 300 м (K_2^{cm-t1})	Морская мелководная известняково-терригенная формация мощностью до 300 м участками до 500 м (K_2^{cm-t1})	Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 100 м, сс. Биляви, Хачик, Авуш ($K_1^{a1} - K_2^{t1}$)
Вулканическая (для терригенных прогнозов (главная))	Морская мелководная эффузивно-вулканокластическая формация мощностью от 200 до 1300 м ($K_2^{t2} - s_1$)	Морская сравнительно глубоководная кремнисто-эффузивная формация мощностью от 400 до 700 м ($K_1^{a1} - K_2^{cn}$) Верховье бассейна реки Ахурян, Базумский хребет, бассейн реки Дзорагет	Морская глубоководная кремнисто-эффузивная формация (марганценовая) мощностью более 1 км (основание не вскрыто) ($K_1^{a1} - K_2^{cn1}$)	Морская мелководная граувакковая формация мощностью до 300 м (K_2^{sn1})	Морская мелководная вулканокластическая формация мощностью до 900 м (?) бассейн р. Воротан ($K_2^{t2} (?) - s_{n1}$) Эффузивно-вулканокластическая формация видимой мощностью более 250 м. Верховье бассейна р. Масрик ($K_2^{t2} (?) - s_{n1}$)	Морская сравнительно глубоководная кремнисто-эффузивная формация мощностью более 400 м. ($K_1^{a1} - K_2^{cn1}$) Бассейн р. Черная ($K_1^{a1} (?) - K_2^{cn1}$)	Морская сравнительно глубоководная кремнисто-эффузивная формация мощностью 0,5 км. (Верховье реки Агандзугет). ($K_1^{a1} (?) - K_2^{cn1}$)	Морская мелководная граувакковая формация мощностью до 200 м ($K_2^{t2} - s_{n1}$) Армянский Памб, Цахуниацский и Аргичинский антиклинорий	Морская мелководная граувакковая формация мощностью до 300 м ($K_2^{t2} - s_{n1}$)	Морская глубоководная кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация мощностью более 1,3 км ($K_1^{a1} - K_2^{cn1}$)	По данным геофизики и составу граувакковой формации офиолиты, погребенные под мощным чехол.	Морская мелководная известняково-детритовая формация мощностью от 50 до 200 м (K_2^{cn})
Стабильная	Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью от 300 до 600 м (K_2^{sn2}). Известняково-пирокластическая субформация мощностью до 200 м Морская мелководная известняковая формация мощностью до 100 м ($K_2^d - p_1$)	Морская мелководная граувакковая формация мощностью 100 м ($K_2^{cn2} - s_1^1$) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью до 250 м ($K_2^{s12} - s_{n2}$)	Морская мелководная граувакковая формация мощностью от 100 до 500 м ($K_2^{cn2} - s_1^1$) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью до 700 м ($K_2^{s12} - s_{n2}$) Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 50 м ($K_2^d - p_1$)	Морская мелководная известняковая формация мощностью до 100 м (K_2^{sn2}) Морская мелководная известняковая формация мощностью до 150 м ($K_2^d - p_1$)	Морская мелководная известняковая формация мощностью от 0 до 300 м (K_2^{cn}) Морская мелководная известняковая формация мощностью до 200 м (K_2^{s1-sn2}) Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 300 м ($K_2^d - s_1$)	Морская мелководная известняковая натная формация мощностью 100 м (?) (K_2^{sn2}) Морская мелководная известняковая формация мощностью до 200 м, изредка до 350 м ($K_2^d - p_1$)	Морская мелководная известняково-терригенная флишоподная формация мощностью до 200 м, изредка до 350 м ($K_2^d - p_1$)	Морская мелководная известняково-терригенная флишоподная формация мощностью до 250 м. (K_2^{s1-sn2}) Морская мелководная известняково-терригенная флишоподная формация мощностью до 300 м ($K_2^d - p_1$)	Морская мелководная известняково-терригенная флишоподная формация мощностью от 150 до 350 м (K_2^{s1-sn2}) Морская мелководная известняково-терригенная флишоподная формация мощностью от 100 до 1000 м ($K_2^d - p_1$)	Морская мелководная известняково-терригенная флишоподная формация мощностью от 100 до 700 м (K_2^{cn2}) Морская сравнительно глубоководная известняково-терригенная флишоподная формация мощностью от 300 м (K_2^{st-sn2}) Известняковая органигенно-детритовая формация мощностью до 100 м ($K_2^d - p_1$)	Морская мелководная известняково-терригенная флишоподная формация мощностью от 50-200 м, местами до 700 м (K_2^{cn2}) Морская сравнительно глубоководная известняково-терригенная флишоподная формация мощностью от 300 м (K_2^{st-sn2}) Известняковая органигенно-детритовая формация мощностью до 100 м ($K_2^d - p_1$)	Морская мелководная глинисто-известняковая формация (флишоподная), мощностью 300 м ($K_2^{st-sn2} p_1$)

или парагеосинклинального этапа от альпийского эвгеосинклинального, а в последнем — к выделению ранне-позднегеосинклинального и орогенного этапов. В истории тектонического развития региона наиболее спорными оставались вопросы времени заложения и условий развития офиолитовых зон и их соотношения с зонами обрамления.

Из анализа формаций и их рядов (табл. I) выясняется, что позднемеловая седиментационно-тектоническая зональность региона определяется: а) офиолитовыми трогами (Севанским, Зангезурским и Вединским); б) выступами древнего субстрата, рассеченного поперечными карбонатно-терригенными прогибами; в) наложенными вулканокластическими прогибами в зоне замкнувшейся раннеальпийской эвгеосинклинали.

Глава II. ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Формации офиолитовых прогибов

Формации ранней стадии

Пирокласто-терригенная глауконитоносная формация Севанского офиолитового пояса.

Терригенные, карбонатные отложения, а также туффиты, палеонтологически датированные средним альбом-сеноманом, вероятно, включающие и горизонты раннего турона (по литологическим данным), принадлежат краевой части Севанского офиолитового пояса. Песчаники и алевролиты, нередко глауконитоносные, с пропластками туффов базальтового состава составляют до 25-30% от суммарной мощности формации, выше по разрезу следуют алевро-пелитовые туффиты позднеальбского возраста, включающие обильные остатки аммонитов, и в кровле — полимиктовые конгломераты и песчаники, а также маломощные пачки фельзитовых известковистых туффитов (сеноман — ранний турон?). Мощность формации не превышает 100 м, сокращаясь от южного к северному крылу Иджеванского синклинория — и в этом направлении в разрезе формации все большее место занимают прибрежно-мелководные отложения.

Наибольшие мощности формации известны на юго-востоке офиолитового пояса — в басс. рр. Тертер и Акера. Примечательно, что северное и северо-западное крылья Тоурагачайского, а также Са-

рыбабинского синклиналиев слагаются мелководными карбонатно-терригенными, а южное и юго-западное крылья - флишеидными глинисто-песчаными более глубоководными отложениями шельфа. В верхней части разреза флишеидных отложений выявлены обломки гипербазитов и кремней, наличие которых связывается с разрывом фронта офиолитового покрова (Книппер, 1975), перемещавшегося по мнению некоторых исследователей с юга (Ломизе, Панов, 1975). В работе выдвигается иная точка зрения: в сеномане в разрыв вовлекались породы доальбской (позднеюрской (?), по комплексу радиолярий, Камойда и др., 1976) офиолитовой ассоциации, слагавшие внутренние поднятия в осевой части альб-сеноманского бассейна; возникновение внутренних поднятий было обусловлено складчатыми движениями на границе альба и сеномана (австрийская фаза).

Известняково-терригенная формация Вединского офиолитового пояса

Возраст пород формации датируется палеонтологически сеноман-туронским временем. Резко несогласно эти отложения залегают на складчатом среднем-верхнем палеозое-триасе, представленном карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями. У характерной чертой строения формации является: а) обособление полей развития преимущественно карбонатных (органогенно-детритовых) накоплений (южная периферия офиолитового пояса) от существенно терригенных сланцевокластических (северная периферия пояса); б) наличие более глубоководных осадков шельфа (микро-мелкозернистых известняков с пропластками известковистых туффитов), тяготеющих к осевой части офиолитового пояса; в) резкие колебания мощностей по простиранию офиолитового пояса, что указывает на блоковое строение основания офиолитового прогиба (наибольшие мощности до 0,5 км сосредоточены на юго-востоке пояса).

Формации главной (вулканической) стадии

Кремнисто-эффузивная формация Севанского офиолитового пояса.

На западе породы формации выступают на южных склонах Меграшатского хребта (район г. Амасия) и в верховье р. Дзорагет (ущелье Арчидзор). Восточнее гипербазиты и радиоляриты вскрыты скважинами, а также слагают прерывистые выходы близ г. Степанаван и далее к востоку погребены под мощными третичными отложениями. Судя по разломной тектонике, гравиметрическим и сейсмическим данным офиолитовая зона продолжается до Семеновского

перевала, где известны мелкие выходы офиолитов. Далее на юго-восток породы офиолитовой ассоциации обнажаются на Севанском хребте и южнее в бассейне рек Тертер и Акера, обрываясь у Лысогорского перевала. Трассируемый к долине р. Аракс глубинный разлом (Ахмедов и др., 1972) может быть указанием на продолжение в этом направлении офиолитовой зоны.

Итак, прерывистые обнажения пород офиолитовой ассоциации протягиваются на территории республики до 200 км; наиболее их значительные выходы — в пределах Севанского хребта (75 км). Единичные и маломощные выходы пород формации: от Шоржинского полуострова на юго-восток до с. Бабаджан разграничиваются от "главного поля" формации, начинающегося с бассейна р. Дара и протягивающегося до Зодского перевала. К востоку от бассейна р. Дара выступает ограниченный системой меридиональных и широтных разломов блок пород формации протяженностью в 9 км, его юго-восточным обрамлением является выход габброидов в верховье р. Шишкая. Видимая мощность формации здесь достигает 900-1100 м. Контакт с гипербазитами Джил-Сатанахачского массива тектонический и маркируется прерывистой полосой хлоритовых сланцев и рассланцованных серпентинитов.

В кровле формации развита ассоциация брекчиевидных радиоляритов, пелятовых туффигов, сплитовых порфиритов, с отдельными пачками туфов, дацитов и кератофигов, здесь же отмечаются мелкие проявления марганцевых руд и пачки марганцевистых радиоляритов. Отношение вулканитов к силицитам высокое — 5:1, 10:1.

Сложное строение имеет средняя и нижняя части разреза формации. В латеральных направлениях здесь сложно сочетаются многочисленные потоки шаровых сплитов, сплитовых порфиритов и кремнистых пород, среди которых в бассейне р. Саринар преобладают железисто-кремнистые радиоляриты и апорадиоляриты, но далее на запад, в бассейне р. Сатанахач и восточнее, в верховье р. Шишкая, в этой части разреза формации нередки пачки марганцевистых радиоляритов. Соотношение вулканитов и кремнистых пород обычно колеблется от 3:2 до 3:1, но местами резко возрастает. Вулканиты преобладают, например, в 1,5 км западнее центрального ущелья р. Саринар, и среди них радиоляриты слагают лишь разрозненные и деформированные линзы.

Иное строение имеет формация у подножья Севанского хребта, в районе сс. Шишкая, Гейсу и Кясаман: здесь уже нет мощных горизонтов силицитов, преобладают миндалекаменные порфириты, вмещающие линзы радиоляритов и микрозернистых известняков. В кровле отмечаются кератофиры и туфы дацитов.

К северу и восточнее, в ущелье Бура-тапа, в тектонических соотношениях с вмещающими породами выступают диабазы, диабазовые порфириты мощностью до 1000 м. ?

В западной части пояса в пределах Меграшатского хребта развиты диабазы, базальтовые порфириты, вулканические брекчи. Радиоляриты слагают несколько прерывистых линз, подчиненные двум горизонтам вулканитов. В строении формации участвуют также линзы и пачки белых мраморовидных известняков, внутриформационных конгломератов, офиальциты, в кровле наблюдаются туфы дацитового состава. Мелкие и прерывистые выходы пород офиолитовой ассоциации выявлены в ущелье Арчидзор, в верховье бассейна р. Дзкнагет. Радиоляриты, пелитовые кремнистые туффиты образуют здесь маломощные пачки и линзы среди диабазов, спилитов (с гиа-локластитами), отмечаются пачки гематитовых яшм. Кремнисто-эффузивная формация в этой полосе разбита на ряд блоков и находится в тектонических соотношениях с рассланцеванными известняками катнахбюрской свиты (неоком?) Базумского хребта. По внутренней структуре офиолиты этого участка представляют тектонический меланж.

Итак, могут быть выделены следующие парагенезы пород, характеризующих кремнисто-эффузивную формацию Севанского офиолитового пояса.

П а р а г е н е з шаровых спилитов, спилитовых порфиритов и мощных пачек радиоляритов и других разновидностей силицитов (включая марганцевистые) — показателен для средней секции разреза формации в зоне ее максимальных мощностей (саринарская "фа́ция"). Этот парагенез пород — наиболее глубоководных, в палеогеографическом отношении характеризует осевую наиболее опущенную и глубоководную часть вулканического трога (осевой трог). П а р а г е н е з спилитовых порфиритов, кератофиров изредка туффов, с линзами радиоляритов: известковистых, кремнисто-железистых, а также микритовых и апоорганогенных известняков показателен для верхней секции разреза формации зоны максимальных ее мощ-

ностей и для всего разреза формации в зоне сокращенных мощностей. Это менее глубоководные и мелководные отложения, характеризующие периферию вулканического трога, а также осевую часть трога, на стадии его обмеления. Разновидность этого парагенеза пород, дополненного конгломератами, песчаниками флишеидного типа, характеризует выходы формации в западной части офиолитового пояса (р-н. г. Амасия).

Кремнисто-вулканогенная формация Зангезурского
офиолитового пояса

В западном секторе пояса помимо ранее известных выходов мафит-ультрамафитового комплекса в ядрах мелких антиклинальных складок Ширакского хребта, обнаружены радиолариты, спилиты, туфы. Породы офиолитовой ассоциации развиты также по правобережью р. Черная вдоль южного склона Базумского хребта, представляя тектонический меланж. В составе последнего картируются несколько офиолитовых блоков. В строении наиболее крупного из них отмечается: чередование диабазов, гематитовых яшм, бурных и сургучных радиоларитов. Промежутки между блоками выполнены серпентинизированными гипербазитами.

Восточнее, в среднем течении бассейна р. Дзкнагет, породы офиолитовой ассоциации выступают в ядре брахиантиклинали северо-западного простирания. Это серпентинизированные гипербазиты, разрозненные блоки зеленокаменно измененных диабазов, реже спилитов и гиалокластитов, включающих линзы перемятых радиоларитов.

Далее через акваторию оз. Севан к отбиваемой гравиметрией полосе разломов приурочены выходы травертинов на дне центральной части Б. Севана, а также окна подводной разгрузки подземных вод, а по западному крылу - ореолы распространения Mo, Cu, Pb, Zn

На южном берегу озера у с. Карчакпюр под молассами сармат скважиной вскрыты габбро, диабазы и изредка пироксениты, сходные с офиолитовой ассоциацией. Зона глубинного разлома по результатам комплексной геофизической интерпретации отбивается к югу от озера до бассейна р. Воротан (Назаретян, Казарян, 1976).

В зоне Зангезурского разлома в верховьях бассейна р. Агандзугет выявлены спилитовые порфириты, спилиты, а также андезитовые и трахиандезитовые порфириты, включающие редкие линзы, спонголит-радиоларитов, а также микрозернистых кремнистых туф-

фитов. Породы катаклазированы, развальцованы и местами представляют тектоническую брекчию. Верхняя часть разреза кремнисто-вулканогенной формации слагается туфами, розовыми известняками с линзами радиоляритов и изредка окисных марганцевых руд. На правом борту долины р. Агандзугет с этими отложениями по крупному надиугу сочленяются порфириты и вулканические брекчи сраберд-таксарской свиты, относимой к сантону. Весь комплекс левобережья прорван экструзиями андезито-базальтовых порфиритов среднего эоцена, в которых заключены блоки известняков мелового облика, изредка мелкие тела оливинитов.

Агандзугетские выходы офиолитов выклиниваются к югу вдоль разлома, в бассейне р. Гиратах. Северо-западнее, в верховье бассейна р. Гехи, известны находки радиоляритов, бирбиритов в конгломератах основания позднесенонских известняков. На южном продолжении разлома, в верховье долины р. Мусалам в аллювиальных отложениях обнаружены гальки вишнево-красных карбонатизированных и ожезненных гипербазитов. Далее на юго-восток, в бассейне р. Шижкерт более широкий спектр пород офиолитовой ассоциации выявлен в виде обломков в составе конгломератов турона (?) - раннего сенона, включающих также обломки пород окузаратской свиты (апт - раннетуронского возраста).

Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация Вединского офиолитового пояса

До постановки глубокого бурения были известны лишь разрозненные выходы гипербазитов в бассейне р. Веди. Первые же скважины, пройденные западнее, у с. Двин и г. Веди, вскрыли мощные спилитово-радиоляритовые толщи, несколько ранее спилиты и радиоляриты были обнаружены и в составе так называемой хосровской толщи. Протяженность офиолитов на юго-западе Малого Кавказа превышает 200 км, однако значительная часть погребена под мощным кайнозойем, будучи недоступной изучению. В наиболее изученном, центральном (Вединском) секторе различаются кулисовидно расчлененные узкие подзоны (с востока на запад): Хосров-Армянская, Двин-Карабахларская и Арарат-Вединская, характеризующиеся развитием мощных вулканитов, включающих мелкие тела ультрабазитов и габбро.

В верхней части разреза формации выделяется с в и т а а н д е з и т о - б а з а л ь т о в, состоящая из диабазов,

Т а б л и ц а 2

Типы пород кремнисто-вулканогенной формации

Типы пород и особенности строения	Севанский пояс	Вединский пояс	Зангезурский пояс
Железисто-кремнистые радиоляриты	++++	+++	+++
Марганцевистые радиоляриты	++++	-	++
Известковистые и известковые радиоляриты	++	+++++	+
Фтанитоиды	++	+	+?
Спонголиты	+	++	++
Пелитовые туффиты кремнистые	++++	++	+++
Глобулярные кремни	+++	+	+++
Обломочные силициты	+++	+	++
Брекчии серпентинитов осадочные	+++	+(?)	+
Вулканогенные обломочные накопления	+	+	+
Известняки микрозернистые и фораминиферовые	++	+++	+
Известняки кристаллические с реликтами макрофауны	+	++	+
Известняки оолитовые и онкоидные	++	++	?
Доломитовые известняки и доломиты	+	++	?
Марганцевые руды среди радиоляритов	++	-(?)	++
Офикальциты, офидоломиты	+++	+	++
Диабазы	+++++	+++	++++
Спилиты	+++	+	++
Трахибазальты	-	++	+
Порфириты базальтоидов	++	++	++
Андезиты	+	++	+
Кератофиры и дациты	+	+	?
Вулканические брекчии	++	+	+
Гиалокластиты	++	+++	++
Псаммитовые туфы андезито-базальтов	+(?)	++++	++
Тешениты	+(?)	++	+

П р и м е ч а н и е: +++++ очень много; ++++ - много; +++ - есть; ++ - мало; + - очень мало, - нет, не обнаружены

1740

базальтовых порфиритов, спилитов, спилитовых порфиритов, лаво-
кластов, вулканических брекчий, грубообломочных туффов, с
линзами розовых органогенно-детритовых, реже микрозернистых
окремелых известняков суммарной мощностью до 150 м. Нижняя
часть разреза *формации обособляется в мощную (до 500-800 м)*
осадочно-пирокластическую свиту. Ее слагают витрокластические туфы буроватые и зеленые, пепло-
вые гиадокластиты, туффиты, радиоляриты, микрозернистые извест-
няки с конкреционными линзами кремней, на отдельных интерва-
лах развиты вулканические брекчии, гиалобазальты, диабазы,
спилиты, изредка конгломераты и граувакки; количество и мощно-
сти пачек радиоляритов увеличиваются в зоне максимальных мощ-
ностей.

Анализ полученных данных показал, что для кремнисто-вул-
каногенной *формации Вединской зоны особенно характерен пара-*
генез вулканокластитов, радиоляритов и микрозернистых из-
вестняков. Известковистые и кремнистые радиоляриты слагают пач-
ки среди кристалло-витрокластических, псаммо-алевритовых ту-
фов и гиадокластитов; в составе радиоляритов нередко отмеча-
ется примесь алевро-пелитовой витрокластики. Этот парагенез ха-
рактеризует менее глубоководную среду осадконакопления. В дру-
гой разновидности, помимо указанных пород развиты апобiomорфные
известняки, конгломераты. Эта разновидность характеризует мел-
ководье офиолитового трога.

П а р а г е н е з диабазов, андезитов, изредка туфов,
спилитов. Радиоляриты, известняки в этой ассоциации не обнару-
живаются, либо слагают маломощные единичные линзы, мощность
вулкаников достигает 1 км (скв. № 5 - Маркара). Локальное раз-
витие данной ассоциации может быть объяснено пространственной
связью с вулканическими очагами.

Максимальная суммарная мощность *формации весьма значи-*
тельна: в скважине I - Чатма она превышает 1260, а в скважи-
не 5 - Маркара 1000 м. В Арпинском секторе офиолиты: спилиты,
радиоляриты и гипербазиты, судя по составу конгломератов над-
офиолитового "чехла", погребены под палеогеном (район с. Мар-
тирос и юго-восточнее).

Важным структурным элементом офиолитового пояса являются
зоны сокращенных мощностей верхнемелового разреза, характеризую-

ющие периферию трога и переход к терригенному шельфу, и зоны, разделяющие поля развития мощных офиолитов по простиранию офиолитового пояса — барьеры между прогибами. Слагаются они свитой андезито-базальтов, тогда как осадочно-пирокластическая свита либо выпадает из разреза, либо имеет минимальные мощности. Примечательно, что брахиантиклинальные складки этих зон: Барцаркарская (Кешишдагская), Шугаибская и Ераносская — имеют отчетливо выраженное асимметричное строение с неполным, сингенетическим сокращенным разрезом крыла, обращенного к палеотрогу; из разреза обычно выпадает тот или иной ярус сенона (турон, напротив, довольно мощный), при несогласном налегании на сеноне, либо на туроне флишеидного дания — палеоцена. Конседиментационный характер этих складок не вызывает сомнений.

Верхнемеловые отложения собраны в асимметричные складки северо-западного простирания с изменчивыми углами падения крыльев от 20 до 40 и изредка до 70° в приразломных участках. В зоне крупных разломов туфы и эффузивы местами преобразованы в туффоиды, порфиритоиды. Линзы радиоляритов и известняков в их пределах будинированы, серпентиниты изредка содержат ксенолиты сланцеватых туфов и радиоляритов. Тектонически переработаны и превращены в глыбы с псаммитовым рыхлым цементом габброиды, развитые по южной периферии наиболее крупного выхода гипербазитов в верховье р.Кюсуз и сравнительно небольшие выходы габбро по левобережью р.Веди, у с.Азизкенд. Породы формации местами дислоцированы в связи с мелкими взбросонадвигами. Помимо бассейна р.Хосров, надвиг картируется южнее с.Азизкенд, где известняки турона в опрокинутом залегании надвинуты на пеоциники и алевролиты коньяка. Подобные зоны тектонизации могут иметь сходную с тектоническим меланжем внутреннюю структуру, если не принять во внимание локальное их развитие, вдоль разломов и в подошве мелких надвигов.

В работе подробно рассмотрены вопросы возраста пород кремнисто-вулканогенной формации по данным микрофаунистического анализа (радиолярии, фораминиферы), единичным макрофаунистическим находкам (брахиоподы, рудисты) и радиологическим данным. В совокупности они приводят к выводу о альб — раннеконьякском возрасте пород формации. Однако, полученные для басс. р.Тертер результаты (Жамойда и др., 1976) указывают на локальное

развитие позднеюрской — раннемеловой ассоциации силицитов и основных вулканитов. Таким образом, основной этап формирования офиолитовой ассоциации Малого Кавказа является альбопозднемеловым.

ФОРМАЦИИ СТАДИИ СТАБИЛИЗАЦИИ

Граувакковая формация Вединского и Севанского офиолитовых поясов

В Вединском поясе формация слагается граувакками, полимиктовыми и вулканомиктовыми конгломератами, алевролитами, реже органогенно-детритовыми и микрозернистыми известняками. Возраст этих отложений палеонтологически определяется как позднеконьякский. Цитающими провинциями северного обрамления прогиба были породы древнего метаморфического комплекса Анкаван-Мегринской зоны, с юга прогиб был ограничен поднятиями среднего-верхнего палеозоя-триаса Урц-Джудльфинской зоны. В конце раннеконьякского времени на месте вулканического офиолитового трога формируются новообразованные офиолитовые поднятия, поставляющие офиолитокластический материал. Особенности тектонической обстановки накопления формации в условиях узкого прогиба с резко расчлененным рельефом определили резко изменчивые мощности терригенных пород. Накопление офиолитокластических отложений происходило в осевой части палеотрога, сланцевокластических — по северной его периферии и известковистых полимиктовых и калькаренитовых — вдоль южной гряды карбонатных поднятий палеозойского комплекса. Ритмичность наслоения флишевого типа наиболее характерна для сланцевокластических накоплений северной периферии. Обстановка накопления формации, судя по обилию ископаемых рудистов, кораллов и гастропод, была мелководной.

В Севанском офиолитовом поясе возраст пород формации палеонтологически определяется позднеконьяк — раннесантонским временем. В разрезе формации выделяются следующие свиты (снизу — вверх): известняковая (мелко-микрозернистые известняки с прослоями органогенно-детритовых известняков, известковистых алевролитов и реже песчаников, мощностью 70-100 м), свита красных конгломератов (красно-бурые офиолитокластические конгломераты песчаники, алевролиты и др., мощностью до 210 м.) и флишеидная свита мощностью до 200-300 м (известняково-глинис-

то-песчаные и брекчие-конгломератово-песчаные отложения) максимальные мощности свиты красных конгломератов и флишовой свиты сосредоточены в осевой части офиолитового пояса, сокращенные — по южной периферии и в пределах внутренних палеоподнятий. Суммарная мощность формации достигает 500–600 м, сокращение мощностей отмечается к ЮЗ периферии офиолитовой зоны.

Известняковая формация Вединского и Севанского офиолитовых поясов.

В составе формации развиты микрозернистые и фораминиферовые известняки. Известняки базальных слоев залегают на породах граувакковой формации трансгрессивно.

Сантон-позднесенонский возраст формации (позднесантон-позднесенонский в Вединском поясе) определяется палеонтологически. По восходящему разрезу известняки становятся все более глубоководного облика: тонкослоистые, почти лишены алевроитовой терригенной примеси, по структуре микрозернисто-фораминиферовые. Мощности формации резко изменчивы в латеральных направлениях сокращаясь к периферии палеопрогибов и к внутренним поднятиям. Максимальные мощности формации в Севанском поясе достигают 700 м, в Вединском — 380 м.

В работе также рассмотрены основные черты состава и строения формаций обрамления (табл. I).

Глава III. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Офиолитовые прогибы были заложены в разной тектонической обстановке: Севанский прогиб пространственно был совмещен с зоной глубоководного карбонатного прогиба титона-неокома (?), продолжавшегося в Северо-Анатолийскую зону Малой Азии. Подобный же узкий и глубоководный карбонатный прогиб, как выясняется, существовал в титоне-неокоме в пределах Зангезурского шва. При этом в отдельных секторах этих глубоководных прогибов происходило накопление кремнисто-вулканогенных пород офиолитовой ассоциации (район Анкары в Малой Азии, басс. р. Тертер на Малом Кавказе). С позднекиммерийской складчатостью связана их частичная или полная инверсия.

В Вединской зоне заложению офиолитового прогиба предше-

ствовал длительный этап поднятия и переув в седиментации от ранней юры до неокома включительно. Лишь в юго-восточном ее сегменте (бассейн р. Арпа, Нахичеванская АССР) разрез раннего мезозоя оказывается достаточно полным, включающим вулканогенный лейас и терригенные отложения байоса, бата и келловея.

Рассмотрение типов формаций и их рядов приводит к выводу о стадийности в развитии офиолитовых прогибов: достаточно четко обозначаются ранняя, главная (вулканическая) стадии и стадия стабилизации. На ранней стадии происходит накопление мелководных формаций: пирокласто-терригенной (Севанский и северный борт Зангезурского офиолитовых прогибов) и известняково-терригенной (Вединский офиолитовый прогиб). Латерально к осевой части прогибов (зоне наибольшего растяжения) в составе этих формаций наращивался синхронный вулканический материал.

Полученные данные приводят к выводу об опережающем (с альба?-сеномана) развитии именно в этой, осевой структурно-фациальной зоне пароксимального вулканизма, знаменующего вовлечение офиолитовых прогибов в главную - вулканическую стадию своего развития. В последующем вулканическая деятельность распространяется к краевым частям сравнительно глубоководного вулканического трога, местами охватывая и терригенный шельф.

Формационная типизация кремнистых, вулканогенных и других парагенетически взаимосвязанных пород, образовавшихся в главную стадию эволюции офиолитовых прогибов, приводит к убедительному выводу о развитии кремнисто-эффузивной формации в Севанском и Зангезурском и кремнисто-эффузивно-вулканокластической формации (менее глубоководной, с щелочной тенденцией продуктов вулканизма) - в Вединском прогибах. Граувакковая, известняковая формации сенона характеризуют стадию стабилизации офиолитовых прогибов, стадию формирования надофиолитового "чехла". Особенностью ее является прежде всего завершение вулканизма в условиях начавшейся компрессии прогибов. Из анализа фаций и мощностей выясняется, что в условиях нарастающей компрессии происходило усложнение первичной зональности прогибов, формирование глибовой структуры - "клавиатурн" глыб или блоков. Образование внутренних офиолитовых поднятий и их размыв были подготовлены предшествующим режимом избыточной компенсации - уменьшением глубин бассейна. Новообразованная "клавиатура"

глюб представляет сочетание достаточно высоко приподнятых блоков, гравитационно неустойчивых относительно блоков опущенных. С образованием офиолитовых поднятий связан "расцвет" принципиально новой — офиолитокластической ассоциации терригенных пород.

Офиолитовые пояса обнаруживают высокую тектоническую активность в стадию формирования формаций "чехла". Доминирующее значение в распределении фаций и мощностей имеют вертикальные перемещения в системе "клавиатуры" блоков.

Ряды формаций "чехла", время их формирования, состав и строение имеют свои особенности в каждой офиолитовой зоне, что также указывает на сохранение тенденций автономии в развитии каждого офиолитового прогиба, тенденций, которые наиболее ярко обозначаются в вулканическую стадию. Основной этап структурообразования обусловлен ларамийской и пиренейской складчатостью. В работе рассмотрены специфические для офиолитовых прогибов черты осадконакопления, протекавшие в условиях сопутствующего подводного вулканизма и обнаруживающие тесные связи с ним по источнику вещества и ритмике осадконакопления. Таково прежде все кремненакопление, столь характерное, как известно, для офиолитовых прогибов. Изучение разрезов кремнисто-вулканогенной формации со всей убедительностью вскрыло парагенетическую связь кремненакопления с вулканизмом. Между тем специфической малокавказских офиолитовых серий является повсеместное по разрезу чередование кремнистых пород с вулканитами. Следовательно, кремненакопление было возможно лишь в интервале затишья эффузивно-эксплозивной вулканической деятельности. Выясняется, что наиболее длительные ее антракты имели место в осевом трого, при этом наиболее мощные пачки силицитов приходятся на среднюю часть разреза формации. Для осевого трого оказываются показательными также наибольшие мощности и разнообразие генетических типов кремнистых пород. Для этой же структурно-фациальной зоны характерны максимальные суммарные мощности кремнисто-вулканогенной формации: сокращенные ее мощности характеризуют менее глубоководную часть трого и его периферию, а нулевые или крайне малые мощности — терригенный шельф.

Другое необходимое для кремненакопления условие, обеспечивалось там, где сток терригенного вещества в вулканический трог был минимальным. Реконструкция морфологии офиолитовых прогибов,

наиболее успешно проведенная для Вединской офиолитовой зоны (ввиду меньшей дискретности латеральных переходов от глубоководных к мелководным осадкам) показала, что вулканический трог обрамлялся с обеих сторон мелководными бассейнами — своеобразными "отстойниками" терригенного материала. При этом их разделяли внутренние поднятия, картируемые в современной структуре в виде цепи мелких асимметричных брахиантиклиналей конседиментрационного заложения. Выделяются две главных группы кремнистых пород — органогенные (радиоляриты, редко спонголиты) и хемогенные, образовавшиеся при выпадении кремнезема из газо-гидротерм, связанных с вулканическими очагами; кроме того выделяется органогенно-хемогенная (смешанная) группа и группа кремнистых пород неясного генезиса.

Подробнее типы кремнистых пород приведены в табл. 2.

Обсуждение строения, состава, пространственного и по восходящему разрезу размещения кремнистых пород приводит к выводам:

а) кремнистые породы парагенетически сонаходятся с вулканитами; б) накопление их происходило на разных глубинах вулканического трога и изредка в терригенном шельфе — повсеместно выше уровня карбонатной компенсации (парагенез с известняками); в) в бассейне кремнезем поступал с магматическими, а также магматогенными термальными водами. Кремнезем "взаимодействия" горячих лав и морской наддонной воды, а также кремнезем серпентинизации играли второстепенную роль. Подток кремнезема и обогащение им наддонных вод опосредованно влияли на расцвет, продуктивность радиоляриевых планктона. С точки зрения суммарных объемов кремнистых пород наиболее продуктивной является кремнисто-эффузивная формация Севанского палеопргиба. Однако подчеркнем, что объемы кремнистых пород в латеральном направлении (по простираанию зоны) варьируют в широких пределах. Подробно рассмотрены в работе металлоносные кремнистые осадки.

Четкие стратиграфические контакты металлоносных осадков с безрудными силицитами, упорядоченно-ритмичное чередование металлоносных осадков в пачках силицитов, а также частое завершение ритмопачки эффузивным потоком (марганценозные осадки обычно предшествуют эффузии лав), могут в совокупности рассматриваться, как результат нарастания эксгалиационного подтока. Прорывная осадки, растворы внедрялись в наддонные воды. Главные

Массы металлов выносились и осаждались в наиболее глубоководном, о с е в о м трого, хотя в последующем, с расширением и обмелением офиолитового прогиба, область их накопления распространяется и на краевые части бассейна (гейсуинская "фа́ция" Севанского хребта). Однако здесь суммарные их объемы были несравненно меньшими.

В пользу эндогенного подтока металлов говорят особенности распределения марганца и железа, а также малых элементов семейства железа.

Из сопоставления металлоносных осадков офиолитовых серий с океаническими выясняется их принципиальное различие по основе или "матрице" — карбонатной (или преимущественно карбонатной) в осадках океанов и кремнистой — в офиолитовых палеотрогах.

Условия накопления металлоносных осадков офиолитовых трогов наиболее приближаются к таковым в красноморском рифте: быстро поднимающиеся, еще слабо охлажденные растворы проникают в наддонные воды и впоследствии разгружаются в результате охлаждения и изменения P_h растворов.

Гидротермально-седиментогенные доломиты, обнаруженные в Вединской зоне (басс. р. Кюсуз), ассоциируют в разрезе с кремнями глобулярной структуры. Аномальный для карбонатных пород химизм (обогащенность Fe, Mn, Ni) в сочетании с особенностями морфологии и парагенеза указывает на вынос металлов сравнительно низкотемпературными газо-гидротермами. Доломиты накопились в условиях сравнительно меньших глубин, чем марганцевистые силициты. Накопление силицитов и вулканитов происходило в сравнительно глубоководных трогах, но аналогии с океаническими глубинами были бы ошибочными. К таким признакам относятся: наличие реликтов довольно быстрых фациальных переходов во внутреннем строении офиолитовой серии от глубоководных отложений осевой части офиолитовых поясов к мелководным отложениям периферии, латеральные фациальные вариации по простиранию офиолитовых поясов; накопление кремнистых отложений выше уровня предельной глубины карбонатонакопления, распространенность в разрезах толщ миндалекаменных вулканитов, включающих биоморфные известняки и др.

Наиболее глубоководным, судя по ассоциациям пород, являясь Севанский прогиб, тогда как глубины Зангезурского и Ведин-

лого прогибов были, несомненно, меньшими. На относительную мелководность Вединского прогиба указывают значительные объемы продуктов подводного взрывного вулканизма (его проявление ограничено гидростатическим давлением в бассейнах, глубиной более, чем в 2-3 км). Наиболее глубоководные фации выражены мощными радиоляритовыми накоплениями в сочетании с прочими силицитами и в их числе марганцевистыми. Промежуточное место занимают спонголит-радиоляритовые отложения и, наконец, мелководными являются ассоциации, включающие маломощные радиоляритово-спонголитовые силициты, апобиоморфные известняки, мощные пачки микрозернистых известняков, а также терригенные мелко-грубообломочные накопления; к мелководным фациям относятся также кератофиры, их туфы, вмещающие линзы микрозернисто-фораминиферных известняков. Эти критерии могут быть использованы при реконструкции зон тектонически нарушенных офиолитов (меланжа и других).

Выясняются следующие особенности терригенного осадконакопления в офиолитовых прогибах. На начальных этапах развития офиолитовых прогибов состав выполнивших их терригенных осадков наследует состав древних питающих провинций (древнего метаморфического комплекса, палеозойских-триасовых карбонатных и терригенных формаций, вулканогенно-осадочных толщ юры-неокома, включая допозднемеловые гранитоиды). Изредка в разрыв включались локальные поля позднеюрских-неокомских кремнисто-вулканогенных толщ офиолитового типа, как например, в юго-восточном секторе Севанской зоны. Терригенное осадконакопление существенно подавляется в вулканическую стадию развития офиолитовых прогибов (во время развития вулканического трога), хотя значительные объемы терригенного материала начинают аккумулироваться по их периферии. Новый максимум терригенного осадконакопления приходится на начало стадии стабилизации (граувакковая формация). При этом офиолитовые прогибы становятся как бы "самостоятельными" обломочный материал, ввиду глыбовой их структуры и чрезвычайно высокой тектонической мобильности блоков, насыщенных серпентинитовыми телами.

Итак, офиолитовые прогибы вмещают своеобразные офиолито-кластические отложения. Опыт их классификации позволяет выделить среди граувакк квазимономитовые и двухкомпонентные (сер-

пентинитокластические, кремнекластические, габброкластические) и полимиктовые разности.

В работе показана специфика терригенного осадконакопления в вулканокластических прогибах зон обрамления и в терригенно-карбонатных прогибах зон срединных массивов.

В работе обсуждена специфика внутренней стратификации кремнисто-вулканогенной формации. Показано, что конседиментационные деструкции наложения были вызваны оползневыми процессами, охватывающими и осадочные отложения, и фрагменты лавовых потоков на профиле сравнительно крутого и сейсмически активного склона бассейна, а также при растаскивании лавой подстилающих, слабо уплотненных осадков. Деструкция зачаточной слоистости возникает в водонасыщенных осадках при гравитационном всплывании кремнистого осадка из-под более плотного потока лав и трещинам развала внутри него. Уплотнение кремнистых осадков в условиях нарастающего литостатического давления приводило к проседанию и разрыву чередующихся с ними эффузивных потоков.

Последующие тектонические события: формирование "клавиатуры" глыб в условиях нарастающего бокового сжатия, еще более усложнили пространственные соотношения между переслаивающимися породами, пачками и толщами разной компетентности. Внутри литологически более однородных и крупных блоков все же закрепились начальные соотношения между слоями, пачками.

В работе также рассмотрены особенности эпигенетического преобразования кремнисто-вулканогенной формации. Они предопределялись: а) контрастно-гетерогенным составом слагающих ее пород — это силициты и известняки, обломочные породы, основные вулканиты, габбро, гипербазиты и др., б) латеральной резкой изменчивостью мощностей кремнисто-вулканогенной формации (вариации литостатического давления), в) изменчивой батиметрией, соответственно и гидростатическим давлением. Фациальная эпигенетическая зональность была осложнена наложением глубинного гидротермального подтока в офиолитовую и постеофиолитовую стадии. В постеофиолитовую стадию эпигенетические и метаморфические процессы вытекали, кроме того, на фоне аномально высоких горизонтальных давлений. Уровень преобразования пород офиолитовых прогибов и прогибов обрамления показан в табл. 3.

Полученные данные указывают, что региональный метаморфизм

Т а б л и ц а 3

Стадия эпигенеза пород вулканогенно-осадочных и граувакковой
формаций альба - позднего мела (Армянская ССР)

Севанская офиолитовая зона			Вединская офиолитовая зона			Сомхето-Карабахская зона		
Формации	Стадии эпигенеза	Минеральные новообразования и фации эпигенеза	Формации	Стадии эпигенеза	Минеральные новообразования и фации эпигенеза	Формации	Стадии эпигенеза	Минеральные новообразования и фации эпигенеза
Граувакковая	Начальная	Граувакки: монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит, кальцит в основании изредка анальцит	Граувакковая	Начальная	Граувакки: монтмориллонит хлорит, в основании анальцитом, участками изредка палыгорскит(?)	Осадочно-пирокластическая	Начальная	Туфы: монтмориллонит, клиноптилолит, гейландит (монтмориллонит - клиноптилолитовая фация)
	Глубинная	Верхняя-средняя секция Силициты: микрозернистый кварц (органогенная структура) гидрослюда $IM, 2M_I$, изредка халцедон, в кровле местами томсонит. Обломочные силициты. Комфорные и инкорпорационные структуры (кварц-гидрослюдистая фация) Вулканиты: хлорит, альбит, гидрослюда, кварц, карбонат (гидрослюдисто-хлоритовая фация) Нижняя секция. Вулканиты: кварц, хлорит, эпидот		Верхняя секция Вулканиты: морденит, анальцит, ломонит, хлорит. Силициты: микрозернистый кварц, нередко халцедон, гидрослюда $IM, 2M_I$ Нижняя секция Силициты: то же Вулканиты: хлорит, альбит, кварц.	Начальная и глубинная		Верхняя секция Вулканиты: шабазит, томсонит, сколецит Средняя - нижняя секции: анальцит, нетролит, хлорит, альбит, хлорит, альбит, хлорит,	
Кремнисто-эффузивная			Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая	Глубинная		Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая	Начальная*	Туфы, песчаники: монтмориллонит, каолинит, кварц, глауконит, селадонит

* Примеч.: Изучена периферия формации. Зона наибольшего погружения/максимальных мощностей/ не вскрыта.

был сопряжен со сложно проявившейся пропилитизацией, гидротермальным преобразованием пород вдоль зон разломов и динамометаморфизмом в связи с надвигообразованием и протрузиями. Большая часть секции разреза кремнисто-вулканогенной формации принадлежит фации глубинного эпигенеза и начальной ступени фации зеленых сланцев. Фация голубых сланцев имеет в целом ограниченное распространение в Севанском поясе и крайне слабое - в Вединском поясе.

Породы надофиолитового чехла находятся на более низкой ступени эпигенеза, отвечающей начально-эпигенетическому уровню преобразования исходного вещества, и лишь в зонах наибольших мощностей граувакковой формации отмечаются переходы к фации глубинного эпигенеза. В завершении данного раздела критически рассмотрена гипотеза океанического происхождения офиолитовой ассоциации и аллохтонного ее размещения в современной структуре региона (Книппер, 1975, Соколов, 1977). Краткая ее сущность сводится к следующему. Раскрытие континентальной коры предполагается в триасе-ранней юре, формирование коры океанического типа - в позднеюрское время до начала раннего мела, формирование серпентинитового и полимитового меланжа - в неокоме, а офиолитовых тектонических покровов (сложенных тектоническим серпентинитовым и др. меланжем), надвинутых на кристаллическое основание в результате сближения сиалических масс - до раннеконьякского времени включительно. Данные по региональной геологии и полученные нами результаты не укладываются в рамки этой гипотезы и противоречат ее сущности. Так, палеонтологические и радиологические определения указывают на преимущественно альб-позднемеловой возраст накопления силицитов и вулканитов офиолитовой ассоциации, (но не позднеюрский, как предполагается в рассматриваемой гипотезе); парагенезы пород кремнисто-вулканогенной формации, латеральные и по восходящему разрезу их вариации указывают на ошибочность проведения каких-либо аналогий между офиолитовыми прогибами и океаническими бассейнами. Получены убедительные данные автономности развития каждого регионального офиолитового прогиба (на что указывают типы и ряды формаций, стратиграфический интервал их накопления, петрохимические особенности вулканизма, строение формаций надофиолитового "чехла", латеральные соотношения с комплексом обрамления, специфика эпи-

генетического преобразования пород и др.). В резкое противоречие с рассматриваемой гипотезой вступают данные глубинного сейсмического профилирования, показавшие приуроченность каждого офиолитового пояса к глубинным разломам, достигающим верхней мантии (Егоркина и др., 1976), не подтверждают ее и данные по палеомагнетизму (Печерский, Тхоа, 1978). Напротив, все эти данные наилучшим образом объясняются с позиций формирования офиолитовой ассоциации в узких, протяженных и срезнительно глыбовоководных трогах, в пределах коры материкового типа. Особенности заложения и формирования офиолитовых прогибов, парагенезов кремнистых и вулканогенных пород офиолитовой ассоциации в каждом из них могут быть объяснены масштабами растяжения коры. Тектонотипом с известной долей условности может служить рифт Красного моря. К работе приложены литолого-палеогеографические карты (от альбского века до палеоцена включительно), характеризующие становление и отдельные стадии развития офиолитовых прогибов и палеоструктур обрамления.

Глава IV. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ ПЕРЕДНЕЙ АЗИИ И ЦЕНТРАЛЬНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ.

В основу обзора геологии офиолитовых зон Малой Азии положены: геологическая карта 1 : 500000, публикации Алтинали, Бринкманна, Илхана, Камен-Кайе, Сестини, Бергоньяна, Узенмеза, Нормана, Брюнна, Бортолотти, Пассерини, Сагри и др.; по Ирану — геологическая карта 1 : 2500000, данные Алави и др., Давоудзаде, Форстера, Кашфи, Тараза, Штеклина и др., а также публикации по этому вопросу М.В. Муратова, Г.А. Логинова, Г.П. Леонова и др., В.Е. Хаина, А.Л. Книппера, М.Г. Ломизе.

В Анатолии выделяются два типа офиолитовой ассоциации. В первом — офиолитовые массы состоят преимущественно из серпентинитов, диабазов и базальтов, ассоциирующих с радиоляритами, известняками, пакетами флиша, линзами мергелей, глин и полимиктовых брекчий. Весь этот комплекс, развитый в Северо-Анатолийской зоне, в разной мере тектонизирован. В его составе имеются осадочные компоненты, слабо деформированные и сохранившие стратификацию, прослеживаемые на несколько сот метров и даже не-

колько километров. По простиранию офиолитовой зоны соотношение между кремнистыми, вулканогенными компонентами и серпентинизированными ультрабазитами варьирует в значительных пределах.

Во втором типе офиолитов преобладают крупные массивы серпентинитов, серпентинизированных перидотитов, дунитов с весьма малым количеством габбро. Эти массивы близвертикальными разломами отделены от вмещающих толщ и, вероятно, являются автохтонными. В их кровле развиты основные лавы, туфы, с радиоларитами и кремнистыми тонкослоистыми известняками. Эта разновидность офиолитов распространена на юго-востоке, в полосе от района Эрзерума до Адана. Офиолитовая ассоциация Севанской зоны по компонентному составу сопоставима с первым типом офиолитовой ассоциации Анатолии. Второй тип офиолитовой ассоциации не известен в пределах Малого Кавказа, однако по ряду признаков (поздне меловой возраст, мелководные условия накопления, латеральные переходы во флиш и др., характерные для офиолитовой ассоциации р-на Болкардага и смежных с ним) стратифицированные компоненты обладают сходством с таковыми Вединской зоны.

Каждый из офиолитовых поясов характеризуется специфическим составом пород, значительными латеральными вариациями состава офиолитовой ассоциации. В Анатолии известны зоны перехода офиолитовой ассоциации в мелководные отложения периферии офиолитовых зон (Илхан, 1964, Бринкманн, 1976). Региональным геологическим данным наиболее соответствуют представления о формировании офиолитовой ассоциации в сравнительно глубоководных и узких (первые десятки до ста км в ширину) котловинных бассейнах, окруженных зонами мелководья, через которые они сочленяются с поднятиями (срединных массивов и др.).

Пространственное соотношение офиолитовых зон Передней Азии остается недостаточно ясным. Наиболее очевидно сочленение Северо-Анатолийского пояса с Севанским. Вединский пояс продолжается к Эрзинджану и, вероятно, далее сворачивает на юго-запад вдоль южной границы Киршехирского массива. Офиолиты Курдистанского хребта, находятся скорее в торцовом сочленении с офиолитами Вединской зоны. Вединская зона трассируется на юго-восток и, вероятно, южнее долины Аракса она смыкается с Зангезурской зоной, а еще южнее — с Бафт-Наинским глубинным разломом, где закартированы несколько выходов офиолитов.

Севернее Северо-Анатолийского и Севанского офиолитовых глубоких трогов размещались островные поднятия, разделенные карбонатно-терригенными и вулканическими мелководными прогибами. Эта полоса отвечает Понту и Сомхето-Карабахской зоне. В промежутках между офиолитовыми поясами-зонах средних массивов-определены герцинские, киммерийские и позднеальпийские гранитоиды.

Особенностью офиолитовых поясов Анатолии и Ирана является широкое развитие в их внутренней структуре тектонического меланжа. Однако, находки в меланже олистостром и турбидитов, выдвигают задачу выяснения места и роли деструкций седиментационного происхождения. При этом важно отметить, что время формирования тектонического меланжа большинством исследователей связывается с ларамийской фазой складчатости и позднеальпийским орогенезом. Время завершения вулканической стадии в эволюции офиолитовых прогибов маркируется базальными слоями отложений надофиолитового "чехла". На Малом Кавказе строение "чехла" Севанской и Веддинской зон отличается развитием мощных гаувакковой и известняковой формаций сенона, между тем имеющих в Иране и, особенно, в Анатолии более сокращенные, либо нулевые мощности. Следовательно, в сопредельных с Малым Кавказом регионах стадия стабилизации офиолитовых депрессий наступила гораздо позже.

Из приведенного обзора следует, что седиментационно-тектоническая зональность Малой Азии, малого Кавказа и Ирана имеет ряд важнейших общих черт. Прежде всего наличие трех главных структурно-формационных зон: офиолитовых прогибов, далее их разделявших зон срединных массивов, и по северной периферии региона - зоны мелководья и поднятий "островодужного" типа. Главными стратифицированными формациями офиолитовых зон являются кремнисто-вулканогенные формации, весьма сходные по составу слагающих пород на всей территории Передней Азии. Далее отметим развитие мелководных и характерных для зон срединных массивов формаций карбонатно-терригенного и карбонатного типа. Наконец, вулканокласто-седиментогенные и эффузивно-вулканокластические формации характерны для "островодужной" зоны; по простиранию в Понте они переходят во флишевые формации существенно калькаренитового состава. Широким развитием на территории Передней Азии пользуются формации микритовых известняков, охватывающие офиолитовые зоны, "островодужную" зону и отчасти зону срединных массивов.

Офиолитовые пояса Анатолии между тем отличаются большими объемами пород офиолитовой ассоциации и значительно более заметным в их составе количеством ультраосновных пород, также как олистостромово - олистолитовых образований, гораздо большим развитием тектонического меланжа, глаукофановой фации метаморфизма, характеризующей зоны горизонтального стресса. На территории Малого Кавказа офиолитовые пояса размещены с большей плотностью, чем в Анатолии и Иране и в связи с вышеизложенным можно полагать, что такой палеогеографический рисунок является в основном "изначальным", "доработанным" процессами сжатия, компрессии офиолитовых трогов и комплекса обрамления. В этой связи показательна редуцированность на Малом Кавказе зоны срединных массивов, сравнительно с пространствами Анатолии и Ирана, с другой стороны именно малокавказская "островодужная" зона отличается насыщенностью продуктами средне-позднемелового вулканизма.

Краткая характеристика строения и состава офиолитовой ассоциации Кипра, Динарид (Динаро-Эллинид) и северных Апеннин приводится по литературным данным (Робертсон и Гудсон, Чирич, Белостопкий, Обуэн, Мерсье, Смит, Мурс, Эльтер, Аббате, Бортолотти, Пассерини, Пиккардо, Беккалува и др.). Обстоятельный обзор современных представлений по геологии этого региона был сделан А. Л. Книппером. Используются также результаты ознакомления автора с опорными разрезами северных Апеннин (в 1977 г.).

В работе показана трехчленность строения офиолитовой ассоциации Кипра, Апеннин, большей части Динаро-Эллинид: нижняя часть разреза слагается гипербазитами, в разной мере серпентинизированными, в кровле их нередки офикальциты, выше следуют метавулканиды - базальты толеитовой серии, вмещающие сульфидные руды, на последние налегают силициты - радиоляриты ритмично чередующиеся с прослоями глинистых разностей, постепенно сменяющиеся пелагическими известняками (свита Паломбини в Лигурии). В нижних горизонтах свиты силицитов развиты марганцевые руды. Помимо этого, типового (апеннинского) разреза, отмечаются и менее характерные для этого региона разрезы, более сходные с малокавказским разрезом. Для последних показательное чередование вулканидов с силицитами, наличие протрузий серпентинитов и серпентинитового меланжа, появление в разрезе поми-

мо толеитовых базальтов, кератофиринов (и риолитов), по восходящему разрезу и латерально эти отложения сменяются мелководными отложениями, иногда содержащими щелочные базальтоиды.

Разнящаяся от апеннинского типа офиолитовая ассоциация (например, в Вардарской зоне) залегает в надвиговых пластинах в пределах той же зоны, где она была сформирована (параавтохтоны и парааллохтоны). Сопоставление строения и условий накопления офиолитовой ассоциации Передней Азии и центрального Средиземноморья, приводит к следующим основным выводам.

Главный этап формирования офиолитовых прогибов в центральном Средиземноморье (поздняя юра) и в Передней Азии (альб-поздний мел) оказывается разорванным во времени. По строению выделяются два типа офиолитовой ассоциации: "обособленная" (апеннинский тип) и "смешанная" (малокавказский тип), характеризующие: первая - обширные и более глубоководные прогибы (апеннинского типа), вторая - ультракотловинные узкие сравнительно глубоководные прогибы (малокавказского типа). Ни те, ни другие не могут рассматриваться, как аналоги океанических впадин. Вардарский прогиб занимает промежуточное положение: по времени образования он является синхронным и пространственно сопряженным с прогибами апеннинского типа (Отрисским, Пиндским), но строение принадлежащей этому прогибу офиолитовой ассоциации имеет заметное сходство с офиолитовой ассоциацией прогибов малокавказского типа. Офиолитовые прогибы малокавказского типа формировались при умеренном растяжении континентальной коры, тогда как прогибы апеннинского типа образовались в результате более масштабного раздвига континентальной коры. Это и определило разницу степени проницаемости коры в их пределах и, вероятно, разные масштабы новообразования океанической коры в их осевой части. В палеотектоническом плане прогибы малокавказского, либо близкого к ним типа, характеризуют краевую часть Палеотетиса, тогда как прогибы апеннинского типа, вероятно, маркируют его осевую часть и примыкавшие к ней впадины: для позднейюрского времени - это были собственно Северо-Апеннинский прогиб, а также Пиндский и Отрисский прогибы, для позднемелового времени к таковым скорее может быть отнесен Кипрский прогиб. Офиолитовая ассоциация, выполнявшая прогибы апеннинского типа, в

современной структуре находится преимущественно в аллохтонном замегании, слагая крупные покровы. Офиолитовая ассоциация, принадлежащая прогибам малокавказского типа в современной структуре либо автохтонна, либо может быть отнесена к параавтохтону и гораздо реже входит в состав крупных покровов. При этом крупные покровы офиолитов Ликийского Тавра и Анталы принадлежат, по всей вероятности, восточному продолжению структур Эгейской дуги на малоазиатский континент, т.е. относятся к единому линеamentу, что и офиолитовые покровы Эллиид.

В главе V "О полезных ископаемых стратифицированных формаций альб-позднемиловых офиолитовых и смежных с ними прогибов" приведены главные типы стратифицированных полезных ископаемых. Показана их формационная принадлежность, основное внимание уделено еще слабо изученным полезным ископаемым, обнаруженным автором, марганцевистым радиоляритам и марганцевым окисным рудам Севанского хребта (сырье на Mn и кремнезем), железистым яшмам (пигменты), яшмам и офикальцитам (поделочные материалы), глауконитовым песчаникам (адсорбенты) и некоторым другим.

Рассмотрен палеогеографический контроль локализации полезных ископаемых; а) внутренние островные поднятия, б) осадки сравнительно глубоководных бассейнов (выдержанные не простирались). Показано, что офиолитовые прогибы по сравнению с другими вулканическими прогибами являются наиболее продуктивными по суммарным объемам скопившегося в них марганца, железа, кремнезема эндогенного (главным образом эксгальционно-осадочного) происхождения.

З а к л ю ч е н и е

1. Доказано поясовое развитие офиолитовой ассоциации на юго-западе региона - Вединская офиолитовая зона и в центральной части - Зангезурская офиолитовая зона, тем самым в структуре региона рассматриваются три зоны распространения офиолитовой ассоциации: Севанская (ранее известная), Зангезурская и Вединская. Показано доминирование в регионе кремнистых и вулканогенных пород офиолитовой ассоциации альб-позднемилового возраста.

2. Доказывается, что зоны развития офиолитовой ассоциации (радиоляритов, спилитов, а также гипербазитов) представ-

ляли сравнительно глубоководные прогибы, контролируемые глубинными разломами; предложена на основе всех полученных данных принципиально новая схема тектонической зональности региона в альб-позднемиоценовое время, главными элементами которой являются: сравнительно глубоководные офиолитовые прогибы, а также разделенные ими зоны срединных массивов и северная "островодужная" зона, включающие поперечные карбонатно-терригенные и вулканокластические мелководные прогибы.

3. Из анализа вертикальных и латеральных рядов формаций доказывается: а) стадийность развития офиолитовых прогибов - обособление ранней, главной (вулканической) стадий и стадии стабилизации; б) троговидная морфология прогибов, с выделением в морфоструктуре прогибов вулканического, сравнительно глубоководного трога, а также терригенного шельфа по его периферии (отделенного внутренними поднятиями) и, наконец, осевого наиболее глубоководного трога, вложенного в вулканический трог.

4. Доказывается автономность развития каждого офиолитового прогиба и автохтонность размещения офиолитовой ассоциации в структуре региона.

5. Из сравнения с офиолитовыми поясами соседних регионов Передней Азии сделан вывод о структурном сочленении Севанского прогиба с Северо-Анатолийским (Малая Азия), выдвинуто предположение о структурном сочленении Вединского и Зангезурского прогибов с Бафт-Наинской системой прогибов в центральном Иране, а на западе - с офиолитовыми прогибами внутренней и южной Анатолии.

6. Сопоставление с офиолитовой ассоциацией Кипра, Динаро-Эллинид и северных Апеннин позволяет выделить два типа офиолитовых прогибов: 1) малокавказский - ультракотловинный, сравнительно глубоководный, характеризующий краевую часть мезозойского Тетиса, и 2) апеннинский тип офиолитовых прогибов - более обширных и глубоководных, развившихся вблизи осевой части Тетиса.

Офиолитовые прогибы малокавказского типа закладывались в пределах коры континентального типа при ее умеренном растяжении и на главной стадии своего развития сопровождаются мантийным диапиризмом и основным вулканизмом и кремненакоплением. В осевой части наиболее крупных прогибов малокавказского типа проис-

ходило новообразование коры океанического или переходного типа.

7. Обнаружение в результате проведенных работ и изучение проявлений марганца, марганцевистых силицитов, железистых пигментов, поделочных яшм, офикальцитов, проявление стронция, изучение глауконитовых песчаников, выяснение формационной принадлежности этих и ряда других полезных ископаемых офиолитовых зон и зон обрамления (цеолиты, бентониты, облицовочные материалы) позволили наметить конкретные поисковые критерии (палеогеографические и др.) и обсудить общие перспективы их поисков.

Список опубликованных работ по диссертационной теме.

1. Сатиан М.А. Верхнемеловая вулканогенно-терригенная формация Северной Армении. "Путеводитель экскурсии VI Всесоюз. литол. совещания". Ереван. Изд-во АН Арм.ССР, 1963.
2. Сатиан М.А., Хуршудян Э.Х. О глиноземистом глауконите из альбских отложений Иджеванского хребта. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1965, № 3-4.
3. Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Мкртчян Г.М. О целестине и стронцианите из отложений дания-палеоцена у с.Двин. "ДАН Арм.ССР", т.ХУШ, 1966, № 5.
4. Сатиан М.А., Степанян Ж.О. О фациях и палеогеографии Еревано-Вединского прогиба в даний-палеоцене. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1966, № 1-2.
5. Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Чолахян Л.С. О литологии отложений верхнего мела Еревано-Вединского прогиба в связи с перспективами нефтегазоносности. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1967₁, № 3.
6. Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Чолахян Л.С. О Вединском офиолитовом поясе. ДАН Арм.ССР, т.ХЛУ, 1967₂, № 2.
7. Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Чолахян Л.С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа. "Бюлл.МОИП", отд.геол., т.ХШ, 1968, №3.
8. Агамалян В.А., Сатиан М.А., Степанян Ж.О. Находка эгиринового нордмаркита в конгломератах коньяка у с.Хндзорут (Айюцзор). "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1969, № 2.
9. Сатиан М.А., Акопян Р.Т. Верхний мел Армянской ССР. "Атлас литолого-палеогеографических карт СССР". М.-Л., 1968.
10. Сатиан М.А., Агамалян В.А. К прогнозу подлавого строения

- южной части Гегамского нагорья. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1969, № 2.
11. Сатиан М.А. Офиолитокластовые граувакки Айоцзора. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1970, № 5.
 12. Сатиан М.А. О влиянии вулканизма на верхнемеловое осадконакопление в Айоцзоре. "Изв. АН Арм.ССР, науки о Земле, 1971, № 4.
 13. Агамалян В.А., Паланджян С.А., Сатиан М.А. Обнаружение галек и валунов тешенитов в конгломератах коньяка Вайка. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1972, № 2.
 14. Сатиан М.А., Мкртчян Г.М. Стронций в карбонатных породах верхнего мела Армянской ССР. В сб. "Записки Арм.отд.Всес. минер. об-ва", вып.5, Ереван, 1972.
 15. Сатиан М.А. О морфологии и стадиях развития прогибов и процессах осадконакопления. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1973, № 1.
 16. Сатиан М.А. Альб-верхний мел-палеоцен. В кн.: "Геология Армянской ССР", т.У, Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1974.
 17. Сатиан М.А., Степанян Ж.О. Условия осадконакопления, альб-поздний мел-палеоцен. В кн.: "Геология Армянской ССР", т.У, Ереван. Изд. АН Арм.ССР, 1974.
 18. Сатиан М.А., Степанян Ж.О. Кремнисто-вулканогенная формация (верхний турон (?) - нижний коньяк). В кн.: "Геология Армянской ССР", т.У, Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1974.
 19. Сатиан М.А. Строение Еревано-Ордубадской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд.геол, т.1, 1975, № 2.
 20. Сатиан М.А. К петрографической номенклатуре вулканогенно-осадочных формаций. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1976, № 5.
 21. Сатиан М.А., Степанян Ж.О. Типы радиоларитов офиолитовых поясов Армении и их палеогеографическое значение. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1976, № 1.
 22. Сатиан М.А., Яшвили Л.П. О проявлении марганцевых руд в породах кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта. "ДАН АН Арм.ССР", 1976, т.1ХП, № 2.
 23. Паланджян С.А., Сатиан М.А., Степанян Ж.О. К петрохимической характеристике вулканизов офиолитовых серий Малого Кавказа. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1977, № 1.

24. Сатиан М.А. Литология и палеогеография офиолитовых прогибов Армении (Малый Кавказ). В сб.: "Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых". "Наука", Новосибирск, 1977.
25. Асланян А.Т., Сатиан М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. "Изв. АН Арм.ССР", науки о Земле, 1977, № 4-5.
26. Асланян А.Т., Сатиан М.А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН Арм.ССР, т. XV, 1977, №4.
27. Сатиан М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ), Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1979.

1770