

М. А. САТИАН

**ОФИОЛИТОВЫЕ
ПРОГИБЫ
МЕЗОТЕТИСА**



ЕРЕВАН

В. Субурогевы УТН
М. - Cognac
1884



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Մ. Ա. ՍԱԹՅԱՆ

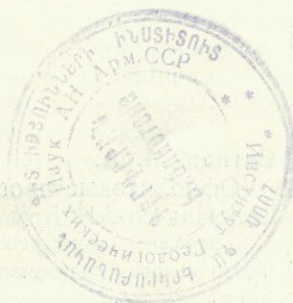
ՄԵԶՈԹԵՏԻՍԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ
Ի ԶՎԱԾՔՆԵՐԸ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿԶՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1984

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

М. А. САТИАН

ОФИОЛИТОВЫЕ ПРОГИБЫ МЕЗОТЕТИСА



ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1984

Печатается по решению Ученого совета Института геологических наук АН
Армянской ССР

Ответственный редактор, член-корреспондент АН АрмССР А. Т. Асланян.

Книгу рекомендовали к печати рецензенты: член-корреспондент АН СССР
К. В. Боголепов, кандидат г.-м. наук В. П. Асратян.

Сатиан М. А.

С211 Офиолитовые прогибы Мезотетиса/Отв. ред. А. Т. Асланян.
Ер.: Изд-во АН Арм ССР, 1983.—...с..... ил.

В книге рассмотрены состав и строение офиолитовых серий мезозоя центрального Средиземноморья и Передней Азии, проведена формационная типизация стратифицированных толщ офиолитовых разрезов. Обсуждаются спорные вопросы палеогеографии офиолитовых и смежных с ними зон, возможности применения актуалистических моделей. Значение проблемы генезиса офиолитовой ассоциации и рассмотрение ее в литолого-палеогеографическом аспекте определяют интерес к книге широкого круга геологов.

С 1904000000 71—83
703(02)—84

ББК 26.323
554

© Издательство АН Армянской ССР, 1984

ВВЕДЕНИЕ

Исследования по проблеме генезиса офиолитовой ассоциации области Средиземноморья и Передней Азии привели к важнейшим доказательствам сложности и многообразия состава и строения офиолитовых разрезов, разновозрастности стратифицированных компонентов (вулканических, осадочных, вулканогенно-осадочных пород) в отдельных секторах этого региона. Все эти данные настоятельно требуют создания новых схем палеогеографии зон офиолитообразования, объединяя локальные схемы и переходя к обобщениям для региона в целом. Такую последовательность исследований нельзя считать ныне осуществимой в полной мере из-за разного уровня изученности стратифицированных, прежде всего, пород офиолитовой ассоциации: именно изучение этих пород дает наибольшую информацию при палеогеографических ретроспекциях. Недостаточно еще оценены в данной проблеме и возможности применения актуалистических методов. Более того, можно говорить о необоснованном перенесении некоторых актуалистических моделей при воссоздании обстановки офиолитообразования в Мезотетисе без учета тех ограничений, которые накладывает общая тенденция необратимой эволюции земной коры—принципы, убедительно доказуемые на ряде примеров генетических типов и рядов стратифицированных формаций фанерозоя в работах Н. С. Шатского, Н. М. Страхова, А. Л. Яншина, И. В. Хворовой, К. В. Боголепова, М. А. Жаркова и др. При весьма ограниченном выборе актуалистических моделей основной центр тяжести исследования ложится на сравнительную характеристику офиолитовых зон, размещенных в разной структурной позиции, имеющих специфические особенности строения состава и возрастного интервала накопления—тех объектов, которые так широко представлены в Альпийской складчатой области. Результаты проведенного исследования офиолитовых разрезов области центрального Средиземноморья и Передней Азии приводят нас к заключению о том, что возникновение офиолитовой ассоциации может происходить при ограниченном растяжении континентальной коры с разрывом ее сплошности, мантийном диапиризме и базальтоидном вулканизме. Такая модель близка к модели рифтогенеза Красноморского типа, хотя по ряду признаков и отличается. Образовавшиеся в Мезотетисе прогибы в целом удобно именовать офиолитовыми. Нами рассматриваются возможности типизации офиолитовых прогибов с учетом комплекса признаков, таких как строение и состав офиолитовых разрезов, а также их основания и надофиолитового комплекса и ряд других. Офиолитовые прогибы понимаются, как особый класс вулканических депрессий, скорее они приближаются по морфологии и принадлежности к структурам растяжения, к трогам и рифтам, однако имея в виду более широкий смысл понятия *прогибы*, вполне возможно говорить об офиолитовых прогибах, без существенных этимологических искажений.

При написании книги мною использованы прежде всего материалы авторских исследований офиолитовых зон Малого Кавказа—вопросы литогенеза офиолитовой ассоциации рассмотрены были ранее (1979) и в этой книге они пополнены новыми данными. Кроме того, было весьма полезным для коррелятивных целей ознакомление с некоторыми опорными разрезами офиолитовой серии в северных Апеннинах и западных Альпах (1975, 1977 гг.).

В книге обсуждены материалы по данной проблеме и прежде всего публикации международных совещаний в Москве, на Кипре, во Флоренции (1973, 1979, 1981). Вопросы структурной позиции, состава и строения региональных офиолитов обсуждались совместно с А. Т. Асланяном (1977, 1981 и др.). С основными положениями, излагаемыми в книге, ознакомились К. В. Боголепов, М. А. Жарков и А. Л. Книппер, высказав ряд пожеланий и указав на некоторые недостатки. Автор приносит им благодарность.

1. О ПРИМЕНЯЕМЫХ ТЕРМИНАХ

Офиолитовая ассоциация. Полевое соположение в области Средиземноморья ультраосновных пород, основных вулканитов и радиоляритов объяснялось ранее (Steinmann, 1905) как результат внедрения крупного лакколита основного состава под отложившиеся радиоляритовые осадки. Обуэн (1967) рассмотрел возможность излияния офиолитовой магмы на дно бассейна и затем ее дифференциацию. Не останавливаясь на истории этого вопроса подробно, нельзя не согласиться с тем, что результаты интенсивных исследований по данной проблеме настоятельно требуют иной интерпретации обилия данных.

В офиолитовом разрезе могут быть выделены: серпентинизированный ультраосновной комплекс, габброидный комплекс с кумулятивными структурами и обычно с перидотитовыми и пироксенитовыми кумулятами, далее комплекс параллельных даек основного состава и, наконец, вулканический комплекс основного состава (пиллоу-лавы и прочие), помимо них выявляются щелочные базальтоиды, в ряде офиолитовых разрезов также кератофиры и андезиты, трахиандезиты. Сильно варьирует индекс explosивности вулканических продуктов, нередко гналокластиты.

В составе офиолитовой ассоциации установлено большое разнообразие осадочных, вулканогенно-осадочных, эксгальационно-осадочных пород.

Доказывается опосредованная связь вулканизма и органогенного кремненакопления. Довольно обычным является парагенез кремнистых пород с известняками, местами—с флишеидными обломочными толщами. Выясняется широкий диапазон развития кремнистых туффов, включающих и тонкую пирокластику, и осадочный кремнистый материал.

Получены многочисленные данные о градационной слоистости в строении кремнистых слоев, делаются попытки ориентировочных подсчетов скорости кремненакопления с учетом разнообразных «разбавителей» органогенного материала, как например тонкой пирокластики, эксгальационного подтока в офиолитовых палеобассейнах. Парагенетическая связь вулканитов и радиоляритов (и других кремнистых пород) получила новое подтверждение. Представления о парагенезе этих пород важны для разработки палеогеографии офиолитов, выяснения источника огромного количества выносимого эндогенного кремнезема, что важно также для петрологических разработок. Таким образом, в понимание термина «офиолитовая ассоциация» уже введены или вводятся коррективы по мере накопления новых данных.

Офиолитовые прогибы. Понятие возникло в связи с попыткой типизации геосинклинальных прогибов с учетом главных типов стратифицированных формаций, их выполнивших. Причем надо особо подчеркнуть, что классификация была предложена для Альпийской складчатой области, т. е. имеет региональное значение. М. В. Муратов (1963)

среди начальных (инициальных) прогибов рассматривает вулканогенные (кремнисто-вулканогенные, аргиллитово-вулканогенные, карбонатно-вулканогенные) и карбонатные, а к поздним прогибам им были отнесены прогибы флишеидные, вулканогенные поздней стадии и карбонатогенные поздней стадии. В следующей схеме (Муратов, 1969) особое место отведено офиолитовым прогибам, которые представляются как «совершенно своеобразные узкие зоны, вытянутые вдоль глубинных разломов, в которых распространены очень сильно перемятые и перетертые осадочные породы, в основном мелового возраста, они сопровождаются кремнистыми и туфогенными породами и многочисленными основными и ультраосновными интрузиями, а также глыбами более древних пород (известняков юры, кристаллических сланцев и др.). В отдельных участках прогибы заполнены по существу гигантской брекчией. Сочетание основных, ультраосновных и кремнистых пород, впервые охарактеризованных Штейнманом (1926) и получивших от него наименование офиолитового комплекса, наиболее ярко характеризует эти прогибы, они хорошо представлены вдоль Загроса и близ Анкары в Анатолии, где заполняющий их комплекс назван «пестрой смесью». Такие прогибы известны в районе Наина и Кермана, наиболее значительный по грандиозному масштабу и протяженности офиолитовый прогиб вытянут вдоль южного склона Восточного Тавра.

На территории Малого Кавказа к офиолитовым прогибам относятся и Севанский прогиб и, вероятно, узкая зона офиолитов Армении, вытянутая от долины Веди на юго-восток».

Исследования последних лет показывают многообразие обстановок возникновения офиолитовой ассоциации.

Представляется, что в отношении офиолитовых зон, для которых доказана принадлежность к глубинным разломам и, в широком смысле, автохтонное размещение офиолитовой ассоциации среди обрамляющих их комплексов (а к такому выводу мы приходим для региона Малого Кавказа и прилегающих частей Передней Азии), при палеогеологических реконструкциях термин «офиолитовые прогибы» вполне отвечает определению М. В. Муратова (1969). В Альпах, Апеннинах, Динаро-Эллинидах и на юге Передней Азии доказывается аллохтонное залегание офиолитов и воссоздание депрессий, в которых зародилась офиолитовая ассоциация, и их типизация оказывается наиболее сложной задачей.

Офиолитовый пояс, офиолитовая зона. Офиолитовый пояс (см. Геологический словарь, 1973) это «ассоциация плутонических и вулканических формаций ультраосновного и основного состава в строении складчатых областей, имеющих вид протяженных полосообразных тектонических блоков или цепочек, линз, ориентированных согласно простиранию основных элементов складчатой области». Формулировка эта, хотя и содержит ряд важных характеристик самой офиолитовой ассоциации, на наш взгляд, может быть пополнена следующими определениями.

Офиолитовый пояс целесообразно понимать как структуру более крупного порядка, чем офиолитовая зона. Пояс может включать несколько зон (см., например, Ханн, Ломизе, Зоненшайн, 1973). Должны быть учтены особенности залегания офиолитовой ассоциации: *аллохтонное* относительно ее основания и комплекса обрамления (корневые зоны предполагаются на удалении десятков и сотен километров) или же в широком смысле *автохтонное*—офиолиты в этом случае представляют продукты мантийного диапира, возникшего при растяжении коры и ее разрыве, и сопутствующего базальтоидного вулканизма. Вся офиолитовая ассоциация сформировалась при сложном сочетании этих

процессов с осадочным в той же седиментационно-тектонической зоне. Офиолиты в современной структуре более или менее точно маркируют протяженность бывшего офиолитового прогиба. Целесообразно выделить понятия «слепых», погребенных в современной структуре (либо под более молодыми комплексами, либо в результате возникновения крупных надвигов) офиолитовых зон, например, западная часть Вединской и большая часть Южно-Эльбрусской зон—зоны главного надвига. Офиолитовые прогибы могут подразделяться на истинные и ложные в зависимости от того, вмещают ли они автохтонные или же аллохтонные офиолиты.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ПЕРЕДНЕЙ АЗИИ И СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

2.1. МАЛАЯ АЗИЯ

Для рассмотрения офиолитовых зон Малой Азии наиболее удобной представляется схема тектонической зональности этого региона, предложенная Илханом (Ilhan, 1971), с необходимыми дополнениями. Касаются они целесообразности сохранить исторически утвердившиеся в геологии наименования структур Понта и Тавра (в схеме Илхана они именуются соответственно Северо- и Южно-Анатолийскими тектоническими зонами, рис. 1).

В обзоре мы будем пользоваться наименованиями срединных массивов, как это приводится в данной схеме, т. е. речь пойдет о массивах Киршехир, Мендерес и др. Однако надо помнить, что в более ранних работах они именовались иначе. К примеру, Фюрон (1955) массивы Мендерес и Мизийский объединяет под названием Эгейского, а Киршехирский именует Галатским массивом. В. Е. Хаин (1970, 1972) Мизийско-Галатским называет выходы древнего комплекса, отделенные от Киршехирского массива Измир-Анкарской офиолитовой зоной и расположенные к северо-западу от этой зоны. Здесь необходимо дальнейшее упорядочение географических названий с учетом приоритета.

Выходы офиолитов протягиваются вдоль границ центральной Анатолии с Понтом, а на юге сложны вписаны в структуры Тавра. Северную цепь выходов офиолитов мы будем именовать Северо-Анатолийской, а южную—Южно-Анатолийской офиолитовыми зонами. Наконец, самостоятельную офиолитовую сутуру представляют выходы офиолитов в хребте Аманус, Хатаи, юго-западнее погружающиеся под воды Средиземного моря и выступающие на Кипре и, вероятнее всего, продолжающиеся к офиолитам Анталя. Соотношение корней покровов Анталя и Ликии остается наименее ясным. Выходы офиолитов хр. Аманус, кипрские и в покровах Анталя объединены в самостоятельную прибрежно-акваториальную зону—Восточно-Средиземноморскую.

Распределение офиолитовой ассоциации Малой Азии имеет крайне сложный рисунок: помимо линейно-вытянутых зон, могут быть обозначены овалы (кольца), участки сближения офиолитовых зон, и, наконец, их торцового сочленения.

Офиолитовые зоны разделяют протяженные и крупные блоки так называемого обрамления, характеризующиеся континентально-коровым строением и резко отличимыми от офиолитовых зон рядами формаций. Местами офиолиты «внедряются» во внутреннюю часть зон обрамления. В их пространственном распространении и соотношении с породами обрамления прежде всего выступает элемент автономности офиолитовых зон как самостоятельных тектонических единиц, по своей истории развития структур более глубинных и более крупного порядка, которые

япрак с вмещающими породами раннего мезозоя может быть выражено посредством крутопадающих разломов, во всяком случае это один из возможных вариантов, заслуживающий обсуждения.

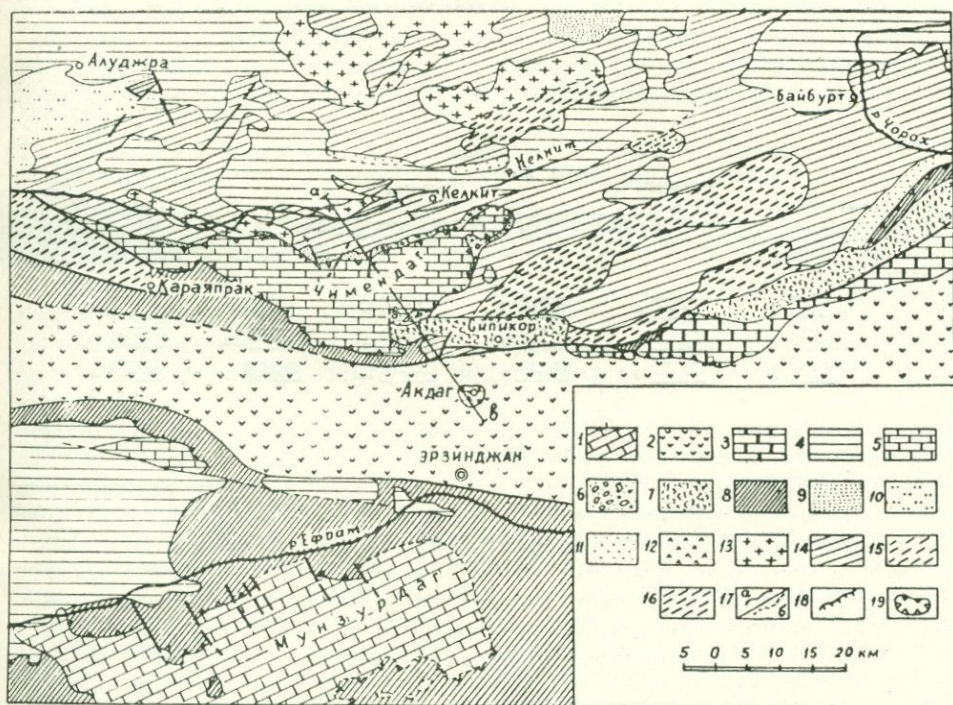


Рис. 2. Схема геологического строения района г. Эрзинджан (Bergougnan, 1976). 1. Серия известняков Муизурдага (Таврского типа). Верхняя юра—нижний мел. 2. Переходная зона перидотитов Эрзинджана. 3. Серия пелагических известняков Акдага (верхняя юра—нижний мел). 4. Отложения лютетского яруса (нерасчлененные). 5. Известняковая серия Чимендага. Верхняя юра—нижний мел и сенон. 6. Олистоформы Ишкилора (нижний эоцен). 7. Формация Сипикор. 8. Формация Караяпрак (офиолитовый меланж). 9. Отложения нижнего сенона, залегающие на лейасе. Конгломераты, песчаники (с глауконитом), сланцеватые известняки, местами флиш. 10. Отложения нижнего сенона, залегающие на нижнем мелу и верхней юре. 11. Отложения нижнего сенона, залегающие на средне меловых отложениях. 12. Субвулканические образования (см. рис. 3). 13. Граниты. Лейас. 14. Вулканогенно-осадочная формация Келькит (лейас, участками с несогласно залегающими нижнемеловыми известняками). 15. Осадочные, вулканические и метаморфические породы перми-карбона. 16. Древние метаморфические сланцы—кварциты, мраморы, графитовые сланцы. 17. а) Разломы. б) Предполагаемые разломы. 18. Надвиги. 19. Контуры покровов.

По Бортोलлоти и Сагри (Bortolotti, Sagri, 1968), перидотиты представляют автохтонный массив. От него строится далее следующий латеральный ряд: зона меланжа, олистостромовая зона позднего мела и далее поздне меловой флиш.

К числу доказательств автохтонной (и параавтохтонной) структурной позиции офиолитовой серии района могут быть отнесены следующие факты:

—пространственная сопряженность офиолитового меланжа с протяженным выходом перидотитов;

—сочленение офиолитовым швом (перидотиты и меланж) двух различных фациальных зон карбонатного мальма-неокома: от правобережья р. Келькит (Формации Келтас и Исах) на юг к офиолитовому шву в составе этих отложений наращиваются более глубоководные разности известняков, местами включающих примесь радиолярий и прослой радиоларитов (Чимендагский комплекс), тогда как южнее полосы перидотитов отложения того же возраста представлены вновь мелководными известняками, но уже сходными с известняками Тавра;

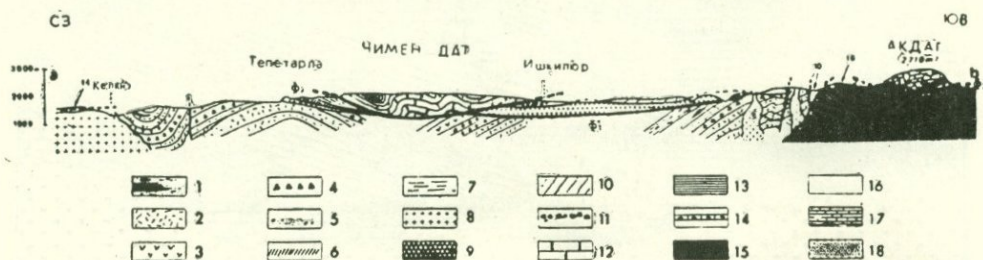


Рис. 3. Геологический разрез района г. Эрзинджана и Чимендага (Bergougnan, 1976). 1—8. Автохтон Понта. 1—4. Формация Келькит: 1. Вулканокластические и угленосные. 2. Пирокластические. 3. Кератофиры. 4. Спилиты; 5—7. Поздний мел. 5. Обломочные породы. 6. Известняки рифовые (сенон). 7. Слоистые лютиты с прослоями красных известняков, с глоботрунканами. 8. Субшелочные граниты, постлейасовые. 9. Офиолитовый меланж (покров «формация» Караяпрак). 10. Формация Сипникор. 11. Олистострымы Ишкилора. Нижний эоцен. 12—13. Покров Чимендага. 12. Известняки поздней юры—раннего мела. 13. Слоистые лютиты (формация Турник), в основании расщепленные известняки раннего сенона, прорванные силлами и дайками лабрадоритов. 14. Известняки с нуммулитами. Основание позднелютетского подъяруса. 15. Перидотиты (район Эрзинджана). 16. Отложения неогена. 17. Серия Акдага. 18. Субвулканические интрузии риодацитов и микродиоритов неогена.

—латеральное изменение фаций и мощностей сенонских отложений по направлению от басс. р. Келькит к офиолитовому шву;

—проявление наиболее интенсивной складчатости в послесенонское время, чем было обусловлено тектоническое соотношение формации Караяпрак с вмещающими породами лейаса и мальма, с массивом перидотитов. Внутреннее хаотическое строение формации Караяпрак, вероятно, также обязано этой фазе сжатия.

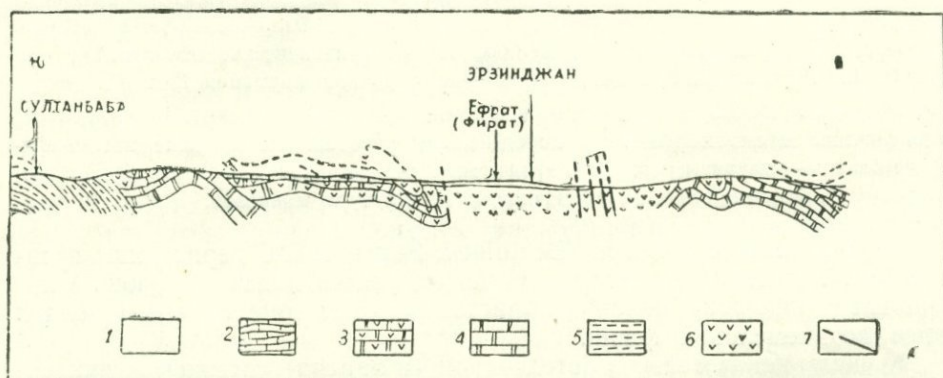


Рис. 4. Геологический разрез (меридиональный) района г. Эрзинджана (Altinli, 1963). 1. Плейстоцен. 2. Миоцен, морские отложения (без подразделения). 3. Офиолитовая серия (главным образом меловая). 4. Юра-мел. Карбонатный комплекс. 5. Пермь. Известняки, песчаники. 6. Перидотиты. 7. Разломы.

Эти данные скорее говорят о закономерном пространственном совмещении узкой полосы развития офиолитовой серии с зоной наибольшего растяжения в титоне, маркируемой глубоководными карбонатными отложениями. Сенонский комплекс—обломочная (нижняя) и флишoidная (верхняя) свиты залегают несогласно на более древних отложениях, и латеральные изменения состава и мощностей этих отложений в известной мере наследуют седиментационно-тектоническую зональность, сложившуюся от мальма до среднемиловое время включительно.

Мезозойская офиолитовая серия Северо-Анатолийской зоны латерально испытывает существенные вариации состава слагающих ее пород, соотношения главных компонентов офиолитовой ассоциации. Для примера рассмотрим породы офиолитовой серии, выступающие между г. Анкара и г. Чанкыры (Üsenmez, 1974).

Вулканические породы представлены нормальными и щелочными базальтоидами. Среди щелочных определены лейцитовые тефриты, базаниты, лейцититы. Эти породы ассоциируют с альбитизированными диабазами, спилитами, изредка пикритовыми базальтами (голомеланократовыми оливиновыми базальтами), местами отмечены альбитовые порфиры и дациты. С вулканитами парагенетически сонаходятся радиоляриты, однако чаще контакты между ними тектонические. В базальтах встречены линзы известняков с фрагментами орбитолин, поэтому возраст их предполагается древнее среднего мела. Щелочные базальты перекрыты конгломератами нижнего сенона и известняками маастрихта (Малыбогязи), но предполагается, что и они древнее позднего мела. Ультрабазиты представлены серпентинизированными перидотитами, интенсивно линзованными и брекчированными, вмещающие линзовидные тела габбро. Радиоляриты местами непосредственно перекрывают гипербазиты, нередко примеры тектонического контакта серпентинитов с плитчатыми известняками титона, содержащими примесь радиолярий и остатки кальпионелл. Мощность известняков достигает 300—500 м. Позднемиловая серия представлена свитой известняков и формацией Малибогязи (конгломераты офиолитокластические, известняки с сенонской фауной, офиолитокластические песчаники).

Как и в районе Эрзинджана, плитчатые известняки титона слагают узкую полосу, ограниченную выходами более древних образований, включая серпентиниты, на которых несогласно налегают то известняки с орбитолинами (г. Азитепе), то сенонский комплекс, то агломераты палеогена.

Глубоководные известняки титона отчасти были размыты в австрийскую фазу, которой предшествовала регрессия бассейна в неокоме.

Сенонская трансгрессия охватила более широкие пространства и привела к накоплению довольно мощных офиолитокластических конгломератов формации Малибогязи, выше переходящих в карбонатные и мелкообломочные отложения. Эти данные говорят о том, что в до-сенонское время офиолитовая серия была выдвинута на поверхность и вовлечена в размыв.

Обобщенная характеристика офиолитового меланжа района Анкары (Boccaletti et. al., 1966, Bortolotti and Sagri, 1968, Sestini, 1971) заслуживает более подробного изложения. В состав меланжа входят разные по размерам блоки ненарушенных масс пород, с отчетливой внутренней стратификацией. Заключены эти блоки в мелко измельченном и рассланцованном серпентините, содержащем мелкие обломки известняков, кремней и диабазов. Ненарушенная масса состоит из серпентинитов, радиоляритов, диабазов (чередующихся и перекрытых известняками), известняков, песчаного флиша и олистостром. Крупные тела серпентини-

тов имеют размеры от 50 до 100 м в длину, со сложной брекчированной внутренней структурой. Диабазы массивные или шаровой текстуры. Последние чаще встречаются в верхней части потоков. С шаровыми лавами переслаиваются очень тонкослоистые зеленые кремни, красные радиоляриты. Брекчии представлены диабазами и розовыми микрокристаллическими известняками, кремнистыми известняками и биокалькаренитами со средне-верхнеюрскими фораминиферами, а также зеленовато-красными мергелями. В офиолитовом меланже присутствуют также кератофиры в виде потоков и секущих тел, туффиты и офикальциты (Brinkmann, 1976). Заметим, что впервые Г. Абигом (1899) в этом регионе описаны офикальциты: проткнутые серпентинитом мрамороподобные контактовые породы. Базальты, по Бринкманну, относятся и к щелочной, и к толентовой сериям. В метабазах плагноклаз преобразован в лавсонит, а пироксены—в жадеит и глаукофан, радиоляриты метаморфизованы в тонкослоистые пьезонит-метакварциты, известняки—в мраморы. Радиологически возраст лавсонит-глаукофановых сланцев определяется в 82—60 млн. лет (западнее Анкары). Во многих местах диабазы перекрываются кремнистыми известняками, калькаренитами, доломитистыми или глинистыми известняками с фауной раннего мела. Один экзотический известняковый блок и гальки метаморфизованы, другие содержат микрофауну раннего мела. Это неокомские глинистые известняки, тонкослоистые микритовые известняки титона-неокома и аптасеномана, а также будинированные и смятые известняки сеномана-турона. Последние данные (Özkaya, 1982) указывают на кампанский возраст матрикса меланжа Кириккале и преобладание гравитационных оползней в его строении.

К востоку от Анкары меланж содержит крупные пакеты аренитового флиша, с градиционной структурой в песчаниках и более тонкого аргиллитового флиша, включающего мелкие линзовидные тела офиолитокластических песчаников и известняков с кремнями. Верхняя часть разреза флиша, принадлежащего меланжу, датируется альбом—нижним сеноманом. Более редкие в меланже пакеты мергельного и калькаренитового флиша относятся к неокому. Наконец, другим компонентом меланжа являются обломочные серпентиниты и олистостромы. Хорошие их обнажения картируются по дороге от Чанкыры к Илгазу. В меланже также имеются: брекчии диабазов и обломочные силициты, брекчии диабазов с раннемеловыми известняками, чередующимися с серпентинитовыми песчаниками, наконец, довольно часто встречаются пачки мягких мергелей с позднемеловыми фораминиферами, залегающие в кровле разреза меланжа. Большинство этих образований связываются с подводными оползнями, а мергели относятся к осадкам нормальным. Было показано (Bortolotti, Sagri, 1968), что в промежутке от Анкары к Сивасу позднемеловые мергели часто встречаются в кровле, а иногда и внутри разреза офиолитокластических брекчий и брекчий из раннемеловых известняков.

Предполагается, что формирование стратифицированных отложений офиолитовой серии происходило от мальма до апта включительно, а перемещение тектонического меланжа и гравитационных покровов завершилось в позднемеловое время, при этом основное направление перемещения происходило со стороны срединных массивов (корневые зоны) на север к новообразованным в сепоне трогам.

В строении зоны выделяется также карбонатный тип меланжа: блоки известняков (верхнепермских), девонских песчаников (граувак Дикмена), а также шаровых лав—диабазов, с линзами и пачками известняков, включающих аммониты триаса (?). Карбонатный меланж подстилает меланж офиолитовый, в свою очередь, офиолитовый меланж в этих же разрезах перекрыт известняками маастрихта.

В секторе Измир-Анкара офиолитовая ассоциация, опоясывающая с севера Мендересский массив фундамента, складывается преимущественно тонкослоистыми известняками, а также диабазами, спилитами и туфами с линзами радиоляритов. Возраст этих отложений по находкам рудистов, глоботрункан и орбитондов определяется как кампанский, вверх же по разрезу они сменяются конгломератами с радиоляритами и выше—флишем с редкими щелочными вулканическими образованиями (Brinkmann, Izdar, 1971). Выходы ультрабазитов крайне редки, и предполагается, что они слагают основание стратифицированных формаций. Примерно сходная характеристика разреза дана Кайя (Кауа, 1976), которым выделена в разрезе нижняя свита, состоящая из основных лав с пирокластолитами и вулканобломочными отложениями, кремнями, известняками и эпикластитами и верхняя—флишевая эпикластическая. Предположение, что офиолиты выклиниваются к Эгейскому морю и, вероятно, замещаются флишем, мощность которого в этом направлении заметно наращивается, недостаточно обоснованно.

Небольшие выходы офиолитовой ассоциации картируются южнее Анкары, в районе оз. Туз. Здесь отмечаются (Ugurtas, 1975) серпентиниты, красные кремни и радиоляриты, а также экзотические блоки известняков пермо-триаса. Офиолиты севернее Хаймана перекрывают плитчатые известняки позднерюрского-раннемелового возраста. Верхнесенонские кластические накопления несогласно налегают на породы офиолитовой ассоциации. Аналогичные контакты известняков и офиолитов известны на дороге Хайман-Анкара близ Элмадага. Больше признаков, указывающих на позднемеловой возраст стратифицированных отложений офиолитовой ассоциации (сантон-кампанский).

2.1.2. Южно-Анатолийская офиолитовая зона

На западе в нее входят офиолиты, представленные в покровах Ликии, западного и восточного Тавра. В промежутке между Болкардагом и Эрзинджаном слагающие ее офиолиты относятся к т. н. Внутреннему Тавру, и возраст офиолитов датируется как, главным образом, раннемеловой, при этом над офиолитами развит позднемеловой и эоценовый флиш и олистостромы, несогласно перекрытые осадочным средним эоценом (Sengor et. al., 1981).

На юго-востоке Малой Азии офиолитовый меланж или офиолитовая серия позднего мела-палеоцена имеет ряд местных названий—комплекс Хаккари, серия Эргани-Хаккари, серия Маден, смешанные тектонические фации, смешанные серии и др. Отличаются эти образования от меланжа Северо-Анатолийской зоны еще и тем, что в кровле разреза с офиолитами нередко переслаиваются отложения палеоцена, а в основании разреза обычны туронские отложения. Нарастивание в разрезе радиоляритов и лав происходит в южном направлении, т. е. к зоне Диярбакыра, а преобладание крупных массивов гипербазитов над осадочными компонентами офиолитовой серии картируется севернее, т. е. по направлению к офиолитовому шву Эрзинджан—Дивриги—Эрегли—Конья, наконец, для верхней части разреза офиолитовой серии характерен парагенез с флишевыми отложениями.

Рассмотрим строение и состав офиолитовой ассоциации района г. Эрегли, севернее гор. Болкардаг (Gianelli et. al., 1972).

Комплекс Алихока—чередование серпентинитов, габбро и долеритов—имеет видимую мощность до 1,5 км и протяженность в широтном направлении до 30 км. Нижний его контакт с известняками Болкардага тектонический. Восстанавливается первичный лерцолитовый состав некоторых серпентинитов. Стратифицированная часть офиолитовой серии входит в состав комплекса Чифтехан, содержащего в верхах вул-

каныты и флиш палеогена. Офиолитовая часть разреза комплекса Чифтехан представлена базальтами, спилитами, чередующимися с офиолитокластическими брекчиями и песчаниками флишевого типа, конгломератами, а также радиоляритами и микритовыми розовыми и красными известняками среди обломочных пород. Выше по разрезу отмечаются андезиты. Блюменталь (Blumental, 1955) полагал, что андезитовый вулканизм начинается еще в позднем мелу и наращается в палеогене. Основание офиолитов нигде не обнаружено. По контакту с мраморами Болкардага развиваются листовиты и офикальциты, с севера вдоль контакта в составе комплекса Чифтехан картируются несколько тектонических пластин. В их состав входят красные полимиктовые (с офиолитокластическим материалом) конгломераты, либо олигомиктовые офиолитокластические конгломераты, в составе которых имеются обломки мраморов и листовитов. В целом эти пластины образуют несколько пакетов, более или менее упорядоченно чередующихся по восходящему разрезу. Микрофаунистически возраст нижней части комплекса Чифтехан определяется как сенонский.

Среда накопления радиоляритов была мелководной, что следует из парагенеза радиоляритов с грубообломочными отложениями, вмещающими известняки с рудистами. Картируется пересечение роговообманковыми долеритами мраморов Болкардага. Известняки были метаморфизованы до внедрения долеритов. Признаки магматических контактов офиолитов с окружающими породами не обнаруживаются. Серпентинизированные породы комплекса Алихока вероятнее всего внедрились протрузивно. По эндоконтакту с базит-гипербазитовым комплексом имеются мелкие зоны зеленокаменно измененных глаукофансодержащих пород. Возраст комплекса Алихока условно принимается доверхнемеловым, лишь на основании обнаружения офиолитокластического материала в сенонских конгломератах.

В Восточном Тавре в строении покровов Битлиса отмечается (Ломизе, 1972; Hall, 1976) чередование подушечных лав, радиоляритов и микритовых известняков мощностью до нескольких сот метров (серия Джило). В 20 км восточнее Битлиса в радиоляритах обнаружены *Dictiomyrica* (поздний мел). К югу от офиолитового меланжа выделяется зона дикого флиша из обломков мраморов, зона офиолитокластического дикого флиша (рис. 5).

В развитии надвиговой зоны юго-востока Малой Азии имеются признаки двухэтапного развития покровов. В верхнем мелу образуются покровы над автохтоном северного края Аравийской платформы (меланж Кочали), и в позднем миоцене в северной части возникает ряд покровных пластин, относимых к комплексу Элазиг. Экзотические блоки меланжа Кочали (серпентиниты, базальты, радиоляриты, известняки и аргиллиты) сформировались в результате гравитационного оползания (Rigo de Righi et al., 1964), включены они в турбидитовый матрикс кампанского возраста (Ozkaya, 1982). В составе этого меланжа выявлены потоки вулканических пород, чередующиеся с глинами верхнемелового возраста. Интересно, что некоторые из известняковых блоков пересечены дайками диабазов, сходных с дайковым комплексом района Хаккари. На юго-востоке от Хаккари комплекс Кочали перекрыт пластиной офиолитов, а офиолиты и меланж несогласно перекрыты известняками эоцена и песчано-глинистыми отложениями миоцена, которые постепенно сменяются хаотической по строению офиолитокластической толщей, включающей турбидиты (меланж Кунгус). Меланж Кунгус тектонически перекрыт пластиной серпентинизированных перидотитов, выше которой размещен т. н. меланж Маден, сложенный красными аргиллитами, базальтами, блоками известняков, серпентинитов и мета-

морфических пород с песчаным турбидитовым матриксом среднеэоценового возраста. Внутреннее строение меланжа несет отчетливые признаки возникновения его при масштабных процессах гравитационного оползания (Ozkaа, 1982). Тектонически на меланж Маден надвинуты ряд пластин метаморфических пород палеозойского и мезозойского возраста, севернее Хаккари меланж перекрыт неритическими известняками верхнего эоцена-миоцена.

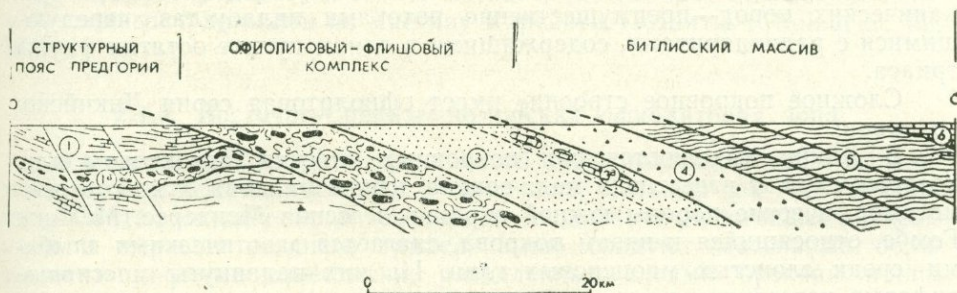


Рис. 5. Геологический разрез через зону Битлисского массива (Hall, 1976).

1. Отложения передового прогиба. 1а. Меланж, частично представлен олистостромами, частично надвиговыми пластинами. 2. Зона дикого офиолитокластического флиша. 3. Флиш палеоцена. 3а. Зона дикого флиша с олистолитами мраморов перми. 4. Офиолитовый меланж—включает метаморфизованные породы (альпийский метаморфизм в фации высоких давлений, низких температур). 5. Докембрийские метаморфические породы. 6. Мраморы перми.

В строении офиолитовой ассоциации района Карсанта-Позанты, северо-западнее офиолитов гор. Аманус (Sakir et. al., 1978) развиты обычные для офиолитовых зон и преобразованные в фации эпигенеза породы радиоляритово-вулканогенной толщи (с пиллоу-лавами). Однако пространственно с нею сопряжена аналогичная по составу толща, преобразованная в фации зеленых сланцев, с развитием кварцитов за счет силицитов (радиоляритов и др.), слюдистых сланцев—за счет глинистых отложений, амфиболитов и эпидозитов—за счет основных эффузивов и туфов (зона альмандина-хлорита-мусковита). Метаморфизованная и слабо эпигенетически преобразованная радиоляритово-вулканическая толща слагают несколько чешуй и размещаются по разрезу выше мощных гарцбургитов, дунитов, а также верлитов и диаллаговых габбро. К—Аг датировка plutонического комплекса Карсанта-Позанты—85 млн. лет, секущие plutон долеритовые дайки—75 млн. лет, время метаморфизма, с которым связано образование амфиболитов, датируется в 95 млн. лет (Thuizat et. al., 1979). Картируется тектонический контакт офиолитов с известняками поздней юры, мела—породами, относимыми к континентальному обрамлению.

В западном Тавре офиолиты входят в состав Хадымского и Бейшехир—Хойранского покровов.

Хадымский покров сложен палеозойскими отложениями, местами он включает также мезозойские карбонаты, радиоляриты и офиолиты. Хадымский покров перекрывает автохтон Тавра и массив Анталья (Grünn et. al., 1971).

Бейшехир—Хойранский покров включает ряд пластин. Пластину Чамлыкбадемы слагают известняки палеозоя, а также доггера до сенона включительно, Гонджек—известняки триаса, пластину Хуглу—вулканогенно-осадочный палеозой и вышеследующие слоистые известняки от среднего триаса до верхнего сенона; Боялы-тепе—массивные мелководные известняки с водорослями и кораллами норийского и

рэтского ярусов верхнего триаса, которые перекрыты розовыми слоистыми известняками мощностью до 20 м, юры и мела. Тоарский ярус представлен «аммонитико-россо», титон-неоком-кальпониелловыми, а весь разрез верхнего мела—глоботрункановыми известняками.

Разрез завершается толщей (мощностью 50 м) красных радиоляритов и вулканических брекчий. Верхи аллохтона сложены перидотитами, главным образом гарцбургитами, пересеченными многочисленными дайками долеритов. Тектонически они перекрыты толщей вулканических пород—преимущественно потоками пиллоу-лав, чередующимися с радиоляритами, содержащими в одном пункте остатки фауны триаса.

Сложное покровное строение имеет офиолитовая серия Ликийско-го тавра.

В Ликии выделяются ряд покровных пластин, автохтоном для которых служат известняки мела-эоцена, глины миоцена, а на севере—метаморфические породы южной окраины массива Мендерес. Меланж Гомбе, относящийся к низам покрова, сложен экзотическими глыбами среди слоистых миоценовых глин. На них надвинуты массивные рифовые известняки кампана, аргиллиты, микритовые известняки, базальты и турбидиты маастрихта-эоцена. Выше выделяется «смешанная» зона—известняки, базальты и турбидиты, блоки серпентинитов и радиоляритов, а также потоки основных лав, чередующихся с аргиллитами эоцена. Вторая пластина сложена деформированными доломитовыми известняками триаса-юры, слоистыми кремнистыми известняками юрского-нижнемелового возраста, выше них следуют радиоляриты, чередующиеся с красными микритовыми известняками и аргиллитами, которые постепенно сменяются аргиллитами низов разреза меланжа Будур. Блоки известняков в турбидитах, а выше блоки серпентинитов и прочих пород офиолитовой ассоциации придают разрезу толщи Будур вид офиолитового меланжа. Матрикс его имеет сеномантуронский возраст. Мощность разреза меланжа достигает нескольких сотен метров. К западу и северо-западу меланж перекрыт пластиной перидотитов и в этом направлении его мощность резко сокращена. Перидотиты несогласно перекрываются известняками, аргиллитами и базальтами, турбидитами маастрихта-эоцена. Наконец, серию покровных пластин венчает «меланж» Гирдев—блоки и глыбы осадочных пород, перекрытые известняками и глинами верхнего эоцена и олигоцена, возраст самого же меланжа эоценовый. Данная схема покровного строения Ликии (Özkaya, 1982) в целом близка к схеме более ранней (Brünn et. al., 1971). Некоторые отличия между ними все же имеются, чередование базальтов с известняками юры (схема Брюна и др.) здесь не упоминается, также как не выделена диабазовая пластина и т. д. Сложное строение покровов Ликии указывает на совмещение комплексов, принадлежавших разным структурно-седиментационным зонам. Часть офиолитовых масс скорее всего была шарпирована с севера из офиолитовой корневой зоны вдоль юга массива Мендерес; осадочные комплексы платформенного типа, а также юрские известняки с потоками базальтов были надвинуты, вероятнее всего, с юга—из области современной акватории. Немаловажное место в возникновении покровов отводится гравитационному оползанию (Özkaya, 1982). Предполагается, что формирование крупных оползней было синхронно меловому-эоценовому вулканизму. Отметим также, что перидотитовая пластина представлена гарцбургитами, прорванными в виде даек пироксенитами и долеритами. В их основании обнажаются гнейсы и амфиболиты.

В западной части в береговых выходах залива Фетхие, среди юрских карбонатных отложений имеются небольшие выходы основ-

ных эффузивов, главным образом спилитов, которые переслаиваются с радиоляритами, кремнями и розоватыми тонкослоистыми известняками мелового возраста (Colin, 1962). Эти образования местами слагают лежащие крылья надвигов перидотитов (в основном гарцбургитов). Участками отмечено переслаивание основных эффузивов и перидотитов, имеющих форму линз.

Возраст базит-ультрабазитового комплекса Ликийских выходов (Мармарис) определяется К—Аг методом (по габбро) как позднемеловой, сходный с данными по массиву Карсанта-Позанты (Thuizat et. al., 1979).

2.1.3. Восточно-Средиземноморская офиолитовая зона

Анталья. В разрезе офиолитовой зоны района Анталя выделяются три пластины (свиты): Чатал-тепе, Алакыр-чай и Тахтали-даг. Свита Чатал-тепе в основании содержит рифогенные известняки и мергели позднего триаса, выше следуют массивные оолитовые и рифовые известняки, разделенные слоями брекчий и яшм и окремнелых калькаренитов (по возрасту относятся к доггеру и альб-сеноману). Верхи разреза представлены радиоляритами, содержащими тонкие прослои битуминозных глинистых сланцев (аргиллитов), чередующимися с красными и зелеными мергелями, известняковой брекчий, содержащими микрофауну верхнего сенона.

Свита Алакыр-чай обычно перекрывает свиту Чатал-тепе, местами же залегает на более верхних частях аллохтона. Характерно наличие в разрезе мощных массивных гарцбургитов, амфиболовых габбро. Диабазовые дайки пересекают перидотиты и габбро. Потоки базальтов, массивные и столбчатые по отдельности или же в виде пиллоу, содержат прослои известняков с остатками фауны позднего триаса. В состав покрова входят также известняки и мергели позднего триаса, а в верхах разреза развиты мелкообломочные отложения с переотложенными остатками глоботрункан. Свита Тахтали-тепе имеет в основном известняковый состав, возраст же пород относится к пермо-триасу, а в верхней части разреза—к средней-верхней юре и раннему мелу. В районе Испарта-чай на покрове Анталя трансгрессивно с конгломератами в основании залегают отложения аквитанского яруса. Перидотиты и габбро покрова Анталя, вероятно, не могут быть объединены с щелочными эффузивами и известняками позднего триаса в качестве компонентов единого офиолитового разреза (Bremer, 1971). Возможно, что габбро-гипербазитовый комплекс и сонаходящиеся с ним местами радиоляриты являются позднемеловыми, подтверждением чему могут быть радиологические данные по габбро (Thuizat et. al., 1979).

Кипр. Обнажающийся в центральной части Кипра базит-ультрабазитовый комплекс—дуниты и перидотиты, а также пироксениты, оливиновые габбро и переходные к гранофирам породы (массив Троодос) сменяются вверх по разрезу вулканитами, инъецированными многочисленными (около 50 %) дайками эпидозитов, кератофиров, сосюритизированных долеритов. Нижняя свита лав—это андезитобазальты, кератофиры и кварцевые андезиты, верхняя—базальты, оливиновые базальты (нередка шаровая отдельность). Число даек в верхней свите сокращается (Gass, 1968).

Шаровые лавы офиолитовой серии Троодоса относятся к толеитам и сравниваются с толеитами срединноокеанических хребтов (Mooges, Vine, 1971), между тем Миаширо (Miyashiro, 1973) показал наличие помимо толеитовых базальтов, вулканитов известково-щелочной серии, накопившихся, вероятно, в островодужной обстановке.

Остановимся на строении осадочной свиты (Robertson, Hudson, 1974; Robertson, 1975). Наиболее нижними ее слоями являются умбры—мелкозернистые кремнистые породы, обогащенные марганцем, железом, малыми элементами. Мощность этих отложений составляет обычно не более 4 м, и лишь местами достигает 35 м. Вверх по разрезу умбры сменяются радиоларитами и глинистыми радиолариевыми глинами, лишенными карбоната кальция и содержащими радиоларии прекрасной сохранности верхнемелового возраста. Умбры содержат прослойки туфов и туффитов и нередко имеют градационную слоистость с появлением к кровле тонкослоистых и тонкозернистых темных разностей. На востоке Кипра радиолариты вверх по разрезу сменяются бентонитовыми (иллит-монтмориллонитовыми) глинами. В районе Папоса глины переслаиваются с вулканоидными песчаниками. Суммарная их мощность достигает 600 м. Принято относить умбры, радиолариты и радиолариевые глины к формации Парапеди, а бентонитовые глины—к формации Мони. Но на западе все эти породы, включая вулканоидные песчаники, гриппируются в формацию Канавиу. Накопление глин и вулканоидных песчаников было резко прервано наступлением покровных масс. Это—покров Мамония и меланж Мони. Аллохтонные пластины были выдвинуты перед накоплением мелоподобных органогенных известняков. Последние имеют нормальный стратиграфический контакт с формациями Канавиу, Парапеди, с аллохтонными свитами и местами—с шаровыми лавами. Базальные слои известняков по остаткам микрофауны датируются маастрихтом.

Представление о домеловом возрасте формаций Парапеди и Канавиу оказались ошибочными, поскольку триасовые породы аллохтона Мамония принимались за автохтон, а комплекс радиоларий формации Парапеди предположительно относился по возрасту к юре. Позднемеловой (кампанский?) их возраст впервые был отмечен по находкам характерных радиоларий в бентонитовых глинах. Позже в нижележащих отложениях формации Канавиу были найдены и глоботрунканы.

Более поздние специальные исследования выявили, что пропластки радиоларитов в обогащенных марганцем и железом осадках, залегающих непосредственно на верхних пиллоу-лавах, имеют возраст сеноман-туронский (формация Парапеди), судя по комплексу радиоларий (Irwin et. al., 1980). Не менее важны датировки К/Аг методом даек из комплекса параллельных даек (шитед комплекс). Получена по одиннадцати образцам (Delaloye et. al., 1980) изохрона 83 ± 3 млн. лет (имеются все же большие отклонения от средней: для первого типа даек определен возраст 122,4 млн. лет, для второго—от 69,5 до 104,1 млн. лет, для третьего—от 82 до 103,1 млн. лет, для четвертого—85,7—86 млн. лет, наконец, для пятого—106,8 млн. лет); причем дайки второго и третьего типа относятся к нижним пиллоу-лавам, дайки четвертого и дайки пятого типов—к верхним пиллоу-лавам. Авторы отмечают недостаточную убедительность объяснения такого разноса данных лишь степенью измененности вулканитов и полагают, что должен быть принят во внимание и глубинный фактор: число и периодичность деятельности магматического очага, его размеры и др.

В составе покрова Мамония удастся выделить (Robertson et. al., 1979) две группы пород. В первой (Айос Фотиос) преобладают флишевые отложения, накопившиеся при размыве метаморфических пород континентальной коры. Вверх по разрезу они сменяются более глубоководными отложениями: известняками и радиоларитовыми алевролитами, радиоларитами (формации Марона и Эпископи, рис. 6). В известняках имеются находки макрофауны триаса, а в радиоларитах—остатки радиоларий, сопоставимые с радиолариевым комплексом средней юры-раннего мела (по данным глубоководного бурения). Вторая

группа пород (группа Диаризос)—существенно вулканическая: пиллоу-лавы базальтов до трахитов и андезитов, которые местами переслаиваются с пелагическими осадками. Выше лав, а также вулканических брекчий участками следуют разноцветные калькаютиты, которые далее сменяются красными радиоляритовыми алевролитами, радиоляритами, с пропластками турбидитов калькаренитов и марганценосных алевролитов.

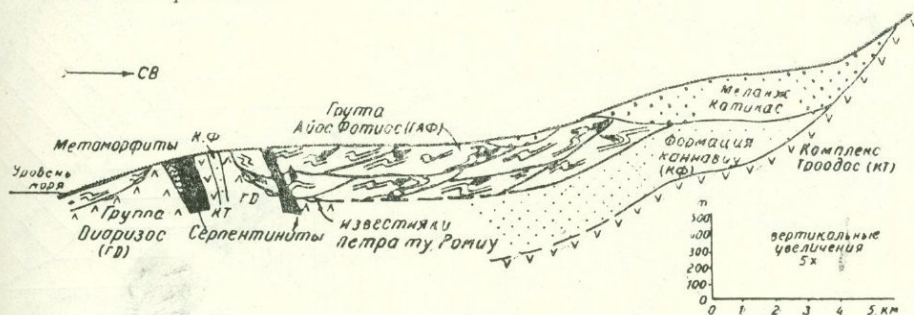


Рис. 6. Схематический профиль района развития покрова Мамония (Robertson et al., 1979)

На полуострове Акамас серпентиниты образуют покров на изверженных породах Троодоса. Серпентиниты иногда включают кливажированные массы шаровых лав, диабазов и габбро. Чаще такие серпентиниты принадлежат массиву Троодос, но не покрову Мамония.

Меланж Мони состоит из хаотической смеси пород покрова Мамония: блоки диаметром не более нескольких метров, с ярко-красным цементом из обломков этих же пород, с обилием каолинита и других глинистых минералов. Чешуи серпентинитов в меланже все же наблюдаются, но не повсеместно. Вблизи массива Троодос покров Мамония отсутствует и меланж непосредственно перекрывает формацию Каннавиу.

В горах Аманус в основании разреза офиолитовой ассоциации выступают перидотиты и серпентиниты, далее следуют габбро, габбро-пегматиты, долериты и диориты, секущие серпентиниты, затем подушечные лавы и туфы базальтов, реже андезитов. Наконец, в верхней части разреза обособляются радиоляриты и кремнистые аргиллиты, относимые к сенону (Schwan, 1971). Южнее в горах Бассит и Курд-Даг выделяются две толщи. Верхняя толща складывается пачками кремнистых аргиллитов и радиоляритов, калькаренитов, основных щелочных лав-тефритов, базальтов мелового возраста. Габбро-гипербазитовый комплекс перекрыт другим горизонтом лав—в нижней части толентовых (100 м) типа СОХ, в верхней (200 м)—с высоким содержанием Mg, Cr, Ni. Габбро-гипербазиты представлены гарцбургитовыми тектонитами, перидотитовыми кумулятами, габбро, слоистыми габбро и плагиогранитами и секущими их диабазами типа «шитед-комплекса». К основанию офиолитов относятся амфиболиты, метакварциты и калькашисты, metabазальты (Parrot, 1980).

2.2. МАЛЫЙ КAVKAZ

2.2.1. Севанская офиолитовая зона. Прерывистые обнажения пород кремнисто-вулканогенной толщи, вмещающей габбро-гипербазиты, пролегают на Малом Кавказе на расстоянии до 300 км. (рис. 7). Наиболее значительные выходы известны в пределах Севанского хребта, вдоль его южных склонов и вдоль водораздела. На западе хребта

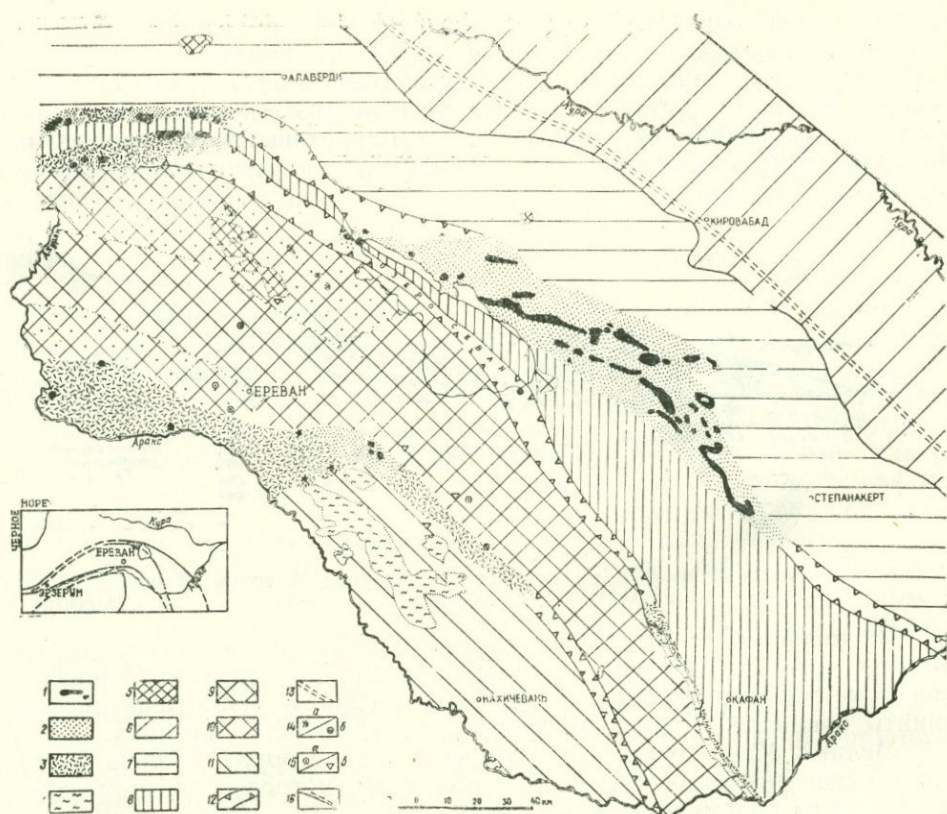


Рис. 7. Схема палеотектонической зональности Малого Кавказа в меловое время. Офиолитовые зоны (1—3): Севанская, Зангезурская, Вединская (с СВ на ЮЗ). 1. Выходы ультрабазитов. 2. Распространение офиолитовой ассоциации*. 3. Офиолито-кластические отложения в надофиолитовом «чехле». 4. Средний-верхний палеозой 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-Джультинская зона. 12. Глубинные разломы по данным геофизики. 13. Предполагаемая зона глубинного разлома. 14. Вскрытые скважинами: а) породы полной 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).

известны мелкие выходы стратифицированных пород офиолитовой ассоциации у с. Бабаджан и Шоржинского полуострова (рис. 8).

«Главное поле» кремнисто-эффузивной формации обнажается к востоку от бассейна р. Дара. Далее на восток 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. Контакт с гипербазитами (гарнбургитами) Джил-Сатанахачского массива* тектонический—маркируется прерывистой полосой хлоритовых сланцев и рассланцованных серпентинитов примерно вдоль водораздела хребта (рис. 9). Породы формации имеют крутые углы падения 60—70°, местами достигающие 90°, азимуты падения варьируют в широких пределах: ЮЗ 260°—ЮВ 170°. В

Примечание: кумулятивный комплекс.

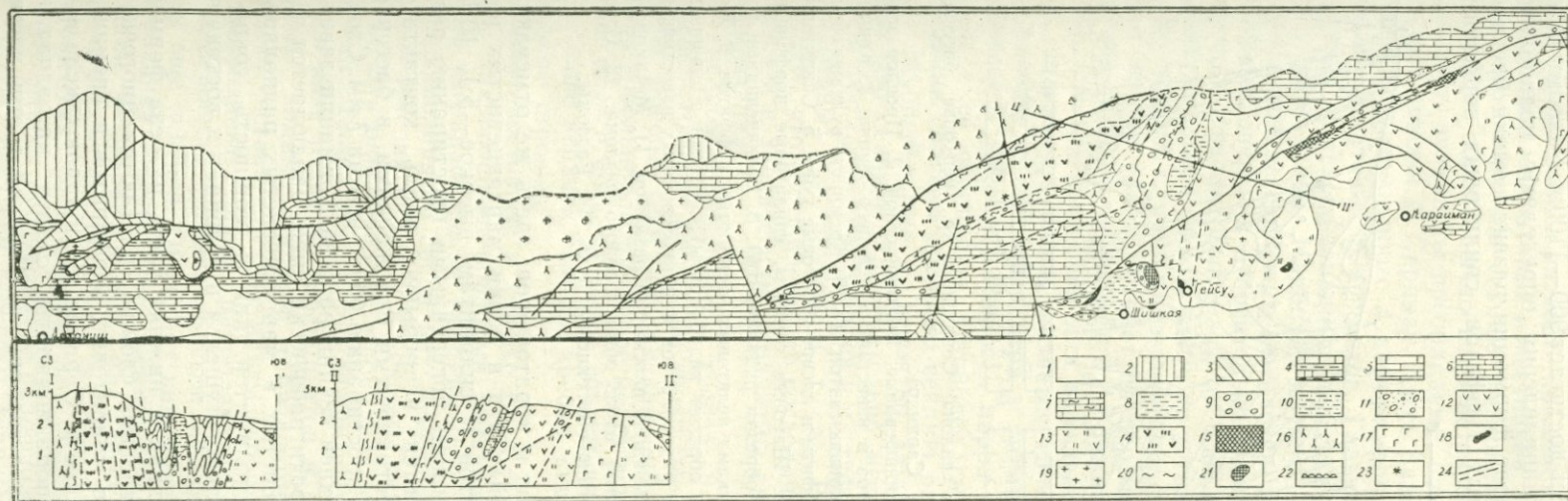


Рис. 8. Литологическая карта Севанского хребта

1. Четвертичные отложения. 2. Средний—верхний эоцен. Андезитовые порфиры, туфы. 3. Нижний—средний эоцен. Известняки, песчаники. 4—7. Верхний сантон—верхний сенон. 4. Известняки микрозернистые, мергели (известняковый флиш). 5. Известняки микрозернистые с редкими пропластками пелитовых туффов. 6. Известняки микрозернистые и органогенно-детритовые. 7. Известняки кристаллические. 8—11. Верхний коньяк—нижний сантон. 8. Свита известняков. 9. Свита красных конгломератов. 10. Песчаный флиш. 11. Грубый флиш. 12—22. Офиолитовая серия. 12. Диабазы с редкими линзами туфов, кристаллических известняков (тигранабердская «фация»). 13. Спилитовые порфиры с линзами радиоляритов, реже апоорганогенных известняков, в кровле—кератофиры и их туфы (гейсунская «фация»). 14. Шаровые спилиты, спилитовые порфиры, чередующиеся с мощными пачками радиоляритов и др. спилитов (саринарская «фация»). 15. Известняки берриаса и песчаный флиш альба (?)—тектонические блоки. 16. Перидотиты и серпентиниты. 17. Габбронды. 18. Обломочные серпентиниты. 19. Плагииграниты. 20. Метаморфические породы. 21. Олистолиды домеловых кристаллических известняков. 22. Древняя кора выветривания. 23. Проявление марганцевых руд. 24. Разломы, сплошной линией—главные.

Примечание: Составлена по результатам разномасштабного геологического картирования (Абовян С. Б., Арутюнян Г. С., Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Епремян П. С., Меликян Л. С., Палаиджян С. А., Паффенгольц К. Н., Саакян Г. Г.), с дополнениями и литологической характеристикой по автору.

сильно сжатых складках кровли формации падение местами обратное. Видимая мощность формации здесь достигает 900—1100 м. Разломы близ-широтного и меридионального направления определяют мелкоблоковую структуру формации. В кровле формации развиты пачки брекчиевидных радиоляритов, пелитовых туффитов, спилитовых порфиритов,

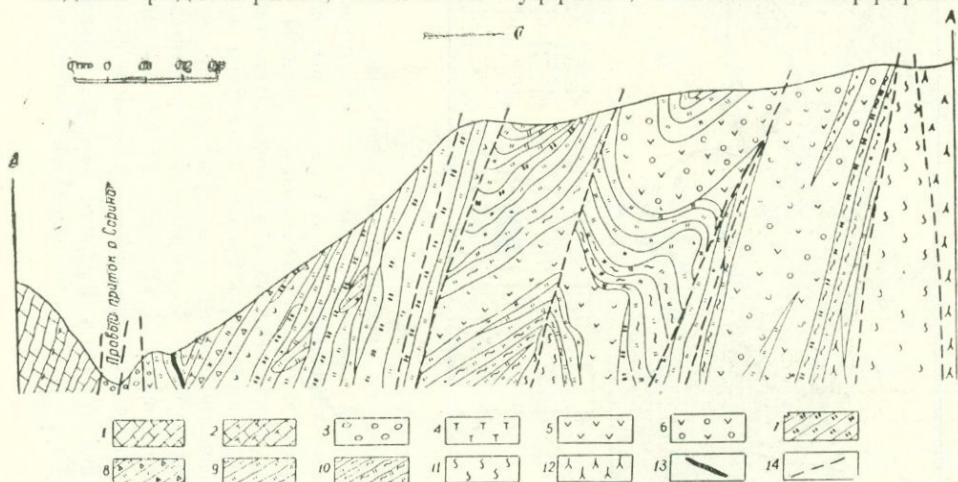


Рис. 9. Геологический разрез южного склона Севанского хр. (верховье бассейна р. Саринар).

1. Известняки микрозернистые и фораминиферовые. Верхний сенон. 2. Прослой зеленоватых известковых пелитовых туффитов в известняках верхнего сенона. 3. Конгломераты бурые и зеленоватые. Верхний коньяк-сантон. 4—13. Кремнисто-вулканогенная формация. 4. Кремнистые пелитовые туффиты и алевро-пелитовые туфы. 5. Спилитовые порфириты, диабазы, реже спилиты. 6. Шаровые спилиты, спилитовые порфириты. 7. Марганцевистые силициты (главным образом радиоляриты). 8. Брекчиевидные железисто-кремнистые силициты с пропластками пелитовых кремнистых туффитов. 9. Железисто-кремнистые силициты (главным образом радиоляриты), местами с пропластками в основании пачек известковистых радиоляритов и микрозернистых известняков. 10. В разной мере сланцеватые силициты вдоль плоскостей разломов. 11. Метаморфические сланцы и филлиты (аповулканиты) вдоль зоны главного разлома. 12. Сланцеватые серпентиниты. 13. Марганцевые окисные руды. 14. Разломы.

значительно реже—туфов, дацитов и кератофиров, здесь же отмечают-ся мелкие проявления марганцевых руд и пачки марганцевистых радиоляритов. Отношение вулканитов к силицитам высокое—5:1, 10:1. Несмотря на нарушенность формации поперечными простиранию разломами, эти породы прослеживаются непрерывно вдоль контакта с сенонскими терригенными и известняковыми отложениями, в бассейне р. Саринар и её притоках, т. е. по простиранию более чем на 7 км. Сходные отложения отмечаются в верхней секции разреза формации западнее, в бассейне р. Сатанахач. Стратиграфически ниже наблюдается чередование пачек железисто-кремнистых и марганцевистых радиоляритов. Число марганцевистых радиоляритов, как и мощность, сокращаются в направлении от центрального ущелья р. Саринар к востоку и западу.

Сложное строение имеет средняя и нижняя часть разреза формации. Здесь в латеральных направлениях сложно сочетаются многочисленные потоки шаровых спилитов, спилитовых порфиритов и кремнистых пород, среди которых в бассейне р. Саринар преобладают железисто-кремнистые радиоляриты и аповулканиты. Далее на запад, в бассейне р. Сатанахач и восточнее, в верховье р. Шишкая, в этой части

разреза формации передки пачки марганцевистых радиоляритов. Ритмично чередующиеся разности кремнистых пород содержат обычно в основании слои микритовых известняков. Марганцевистые силициты обычно слагают верхнюю секцию ритмопачки. 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. Здесь радиоляриты резко выклиниваются и слагают разрозненные и деформированные линзы среди миндалекаменных спилитовых порфиритов. Главные направления разломов: субширотные и северо-западные пересекают простираание слоев и пачек под острым углом. Наиболее крупные из разломов продолжаются в пределах позднесенонского комплекса, либо являются ответвлениями—разломами оперения относительно главной системы разломов, ограничивающих офиолитовый блок от блока известняков позднего сенона. Амплитуда сдвига блоков вдоль широтных разломов вряд ли значительна. Во всяком случае динамометаморфизм пород в их пределах выражен все же слабо. Амплитуда перемещения порядка от нескольких десятков до 200 м оценивается по разломам меридиональным.

Надежным критерием для выявления кровли и подошвы слоистых толщ, слагающих блоки, является соотношение по восходящему разрезу разновидностей силицитов в ритмично слоистых пачках. Эпигенетическая преобразованность пород формации также нарастает от кровли к ее основанию. Наиболее глубоководные отложения и их ассоциации слагают среднюю секцию разреза формации, сравнительно менее глубоководные и, вероятно, мелководные отложения—нижнюю и верхнюю секцию. Примечательно местоположение в верхней секции разреза формации кератофиров и их туфов, апобιοгермных известняков, вулканоидных песчаников и т. д. Все вышеприведенное позволяет заключить, что соотношение по восходящему разрезу пород не является случайным и хаотическим, а разломы лишь осложняют общий порядок стратификации.

У подножья Севанского хребта, в районе сс. Шишкая, Гейсу и Кясамац, строение формации иное: здесь уже нет мощных пачек силицитов, преобладают миндалекаменные порфириты, в верхней части разреза довольно значительное место принадлежит туфам кератофиров. В этой полосе сосредоточены современные оползневые блоки, сорванные с более верхних отметок хребта, существенно маскирующие первоначальное строение.

Северо-восточнее, в ущелье Буратапа, в тектонических соотношениях с вмещающими породами выступают диабазы, диабазовые порфириты тиграбердской «фации» (рис. 8). Редкие линзы туфов и изредка радиоляритов среди них отмечаются по левобережному склону среднего течения р. Гейсу и вскрыты скважинами на тиграбердском участке. Эта однообразная ассоциация вулканических пород далее меридиана с. Джанахмед не прослеживается. Прерывистые выходы вулканитов в поле развития гипербазитов и габброидов Зодского перевала содержат, помимо спилитов и базальтовых порфиритов, пачки туфов основного состава, крупные линзы апоорганогенных известняков, а также маломощные линзы радиоляритов и мелкозернистых силицитов. Принадлежность тиграбердской «фации» к офиолитовой серии остается еще неясной. Обращает внимание, что вулканиты тиграбердской «фации» представлены преимущественно кварцевыми диабазами—породами, не характерными для эффузивно-радиоляритовой толщи. Далее отметим, что весь этот комплекс вулканитов, габбро находится в тектонических соотношениях со сложной обрамляющей его рамой пород офиолитовой ассоциации и надофиолитового «чехла», а на юго-западе стратиграфически перекрыт терригенными и известняковыми от-

ложений позднего (?) сантона—позднего сенона. Следовательно, возраст пород тиграбердской «фации» заведомо доверхнесенонский и, вероятнее всего, раннесантонский; предположения эти основываются на том, что вулканы тиграбердской «фации» латерально включают пачки офиолитокластических накоплений флишoidного типа, как например у с. Джанахмед. Потоки вулканитов среди граувакк и конгломератов верхнеконьякского возраста выявлены в разрезе у с-з окраины с. Гейсу, а также среди грубообломочных отложений раннего сантона были обнаружены к северо-западу, в шишкаинском разрезе (Ренгартен, 1959). Накопление вулканитов тиграбердской «фации», достигающих в мощности 1 км и вмещающих дайки и штоки габбро и диабазов, а также сульфидную минерализацию, вероятно, происходило вблизи вулканических центров.

Проявления базальтов (в их числе щелочных) в сеноне известно по периферии Базумо-Кафанской зоны, в верховье р. Масрик, на Варденисском хребте и более обширно—з Гочасском синклинории (Сokolov, Григорьев, 1978), т. е. вдоль стыка с Севанской офиолитовой зоной. Характер проявления вулканизма, его миграции во времени—одна из задач последующих исследований.

Возвращаясь к вопросу о внутренней структуре офиолитовой серии, отметим следующее.

При всей сложности строения формации—расчлененности ее на ряд разноразмерных блоков—весь комплекс, включая габбро-гипербазитовые массивы, обнаруживает определенную закономерность пространственного размещения. Для этого района развития офиолитовой серии недостает главного признака тектонического «зрелого» меланжа: хаотического размещения составных его компонентов, разворотов блоков и т. п. Возможность типизации разрезов крупных блоков по парагенезам пород и ряду других признаков, в частности позволяющих определить кровлю и подошву слоев,—все они создают предпосылки для воссоздания последовательного ряда блоков, характеризующего прерывисто-непрерывную их первичную латеральную (и по вертикальному разрезу) фациальную зональность.

В западной части Севанской офиолитовой зоны породы кремнисто-эффузивной формации выступают в верховье бассейна р. Ахурян, слагающая прерывистые выходы вдоль юго-западных склонов Меграшатского хребта. Общее их простираие северо-восточное. В центральной части выходов преобладают диабазы, базальтовые порфириты, а вулканические брекчии и диабазы—к юго-востоку. Радиолариты слагают несколько прерывистых выходов, мощностью до 10—20 м. Подчинены они двум горизонтам вулканитов. Из прочих осадочных пород выявлены линзы и пачки белых мраморовидных известняков, внутриформационных конгломератов (Асланян, 1958); обнаружены также офикальциты, а в кровле формации—полосчатые сизые туфы дацитового состава. С размывом на породы офиолитовой серии налегают терригенные отложения позднего коньяка и известняки сантона-верхнего сенона (Ренгартен, 1959). Итак, для строения формации характерен парагенез основных вулканитов, мраморизованных известняков, конгломератов, при сравнительно ограниченном развитии силицитов (радиоларитов и др.). К востоку от бассейна р. Ахурян мелкие и прерывистые выходы пород офиолитовой ассоциации были выявлены в ущелье Арчидзор, в бассейне р. Дзкнагет. Радиолариты, в их числе и марганцевистые разности, пелитовые кремнистые туффиты, образующие в совокупности линзы и реже пачки среди диабазов, шаровых спилитов и гиллокластитов, в этой полосе уже не ассоциируют с терригенными отложениями. В пачках силицитов известны проявления кварц-гематитовых яшм. Возраст силицитов и вулканитов по данным радиолариевого анализа меловой, т. е. офиолитовая

ассоциация одновозрастна с выходами офиолитовой ассоциации в центральном секторе Севанской зоны.

Породы кремнисто-эффузивной формации находятся в тектонических соотношениях с рассланцеванными известняками титона (?) -неокомз Базумского хребта. По внутренней структуре офиолиты этого участка представляют тектонический меланж. По условиям накопления они, безусловно, более глубоководные отложения, чем офиолитовая ассоциация бассейна р. Ахуран.

Восточная окраина Катнахбюр-Карахачского (Асланян, 1958) или так называемого Дзорагетского массива ультраосновных и основных пород, охватывающая также западный борт ущелья Арчидзор, сложена мощными сланцеватыми кремнистыми отложениями, в их числе и марганцевистыми разностями, чередующимися с рассланцеванными основными и реже более кислыми вулканитами. Сходство этого комплекса с кремнисто-вулканогенной формацией офиолитовой серии не вызывает сомнений. Вместе с тем пока остаются недостаточно раскрытыми вопросы возраста этих образований, метаморфизованных в фации зеленых сланцев (кварц-альбит-эпидот-хлорит-мусковит). В. Ф. Морковкина и др. (1977) показали, что метаморфические сланцы Дзорагетского массива содержат переходные линзовидные тела и узкие полосы серпентинитов с постепенными переходами между ними и амфиболитами. Выступающие вдоль юго-западного обрамления массива метаморфиты относятся этими исследователями к более древним (возможно докембрийским).

Слюдистые сланцы и слюды в амфиболитах, которые обнаруживаются в пределах офиолитовой серии Севанской зоны, радиологически датируются в 160—180 млн. лет. Радиологический возраст бластомилонитов, хлоритовых, сланцев равен 83—98 млн. лет (К/Аг, ущ. Саринар, 2 обр.). Известны их датировки в 77—85 млн. лет для северного крыла Базумского горст-антиклинория (Багдасарян и др., 1962). Из всех этих данных пока трудно делать какие-либо выводы—являются ли метаморфиты, окаймляющие Дзорагетский массив гипербазитов с востока, образовавшимися за счет альб-позднемеловой офиолитовой серии (кремнисто-вулканогенной формации) или же эти отложения включают более нижние, чем альб, ярусы раннего мела, наконец, имеется ли в разрезе офиолитовая серия позднего мальма-баррема, подобная той, которая установлена в центральной части Северо-Анатолийской офиолитовой зоны (Brinkmann, 1976), а также на юго-востоке Севанской зоны (Книппер, 1975; Вишневская, 1976; Жамойда и др., 1976).

Мелкие тектонические блоки кремнисто-эффузивной формации обнаружены примерно в той же структурной позиции восточнее арчидзорских выходов, у с. Арманис и в ущелье р. Гергер.

На юго-востоке Севанской зоны кремнисто-эффузивная (или же эффузивно-радиоляритовая) толща закартирована весьма детально. Основные черты ее строения приведены в работах Э. Ш. Шихалибейли (1964, 1966), А. Л. Книппера (1975) и С. Д. Соколова (1977); интересен также геологический разрез этой зоны по долине реки Тертер (Ломизе, Панов, 1975). Гипербазиты и эффузивно-кремнистые образования картируются в тектонических соотношениях с альб-сеноманским комплексом и относятся к покровам: гипербазитовому—нижнему и эффузивно-радиоляритовому—верхнему (верхняя пластина).

Первоочередной интерес представляет состав эффузивно-радиоляритовой пластины. Нагдаллинский покров (Соколов, 1977; стр. 22) сложен породами эффузивно-радиоляритовой серии, среди которых наиболее часто встречаются спилиты, диабазы, кератофиры, афирмовые базальтоиды, глинисто-кремнистые и кремнистые породы, карбонатно-кремнистые породы, кремнистые радиоляриты, яшмы

и микритовые известняки. Характерна сильная деформированность пород, отсутствие общей стратификации: обозначаются лишь фрагменты разрезов. С. Д. Соколов приходит к важному для палеогеографических реконструкций заключению—о возможности подразделить эффузивно-радиоляритовую серию на три группы. При реконструкции их первичных соотношений они «расставляются» в следующей вертикальной последовательности.

К нижней секции разреза С. Д. Соколов относит толщу, в которой помимо лав и кремнистых прослоев, встречаются горизонты и линзы гравелитов, песчаников и мелкообломочных брекчий, а в отдельных обломочных прослоях заметны следы оползания осадков. Обломки в них состоят из разнообразных пород эффузивно-радиоляритовой серии, которые можно видеть выше и ниже по разрезу, а также серпентинитов, плагиогранитов и габброидов. Нередки обломки органогенно-обломочных и водорослевых известняков; среди вулканогенных пород, наряду с лавами, широкое развитие имеют туфобрекчии, лавобрекчии и гиалокластиты. Таковы разрезы к северу от с. Вагазин и на ю-з крыле Ас-рикской антиклинали. Более верхними по восходящему разрезу, а также замещающими предыдущую ассоциацию в латеральном направлении являются лавовые покровы, чередующиеся со слоистыми кремнистыми породами различной мощности.

К наиболее верхней секции разреза относятся парагенез кремнистых, кремнисто-карбонатных и карбонатных (микритовых) пород с подчиненными в низах разреза горизонтами лав и туфов. Полифациальность отложений подтверждается литологическим изучением состава кремнистых пород (Вишневская, 1976). Переходной от мелководной (спонголитовой) к глубоководной (радиоляритовой) относится спонголит-радиоляритовая фация, для которой характерно сонахождение турбидитов, пород с оползневыми структурами и экзотических глыб коралловых известняков. Эти исследования показали парагенетический характер сонахождения вулканитов и силицитов. Среди этой ассоциации пород чередующиеся лавы и слоистые силициты характеризуют наиболее глубоководную, а силициты, сонаходящиеся с водорослевыми известняками—наименее глубоководную обстановку накопления. В эффузивно-радиоляритовой толще Сарыбабинского синклинория весьма редко обнаруживаются марганцевистые радиоляриты. Особый интерес для палеогеографических реконструкций представляет мощная (до 800 м) толща чередующихся разнообломочных крупнослоистых и массивных, реже тонкослоистых, с градиационной слоистостью офиолитокластических брекчий, которые как бы завершают разрез эффузивно-радиоляритовой толщи у с. Ардашеви. Между тем важно, что брекчии и брекчие—конгломераты вмещают линзы радиоляритов с прослоями микритовых известняков и эксгалационных красных кремней. В целом эти отложения принадлежат верхней секции кремнисто-вулканогенной формации. Возраст этих отложений позднемеловой, поскольку в известняках найдены глоботрунканы (устное сообщение А. Л. Книппера). Обращает внимание то, что кремнистые и вулканогенные породы Тертеро-Акеринского сегмента нередко ассоциируют с офиолитокластическими, вероятнее всего, эдафогенными отложениями.

Для выяснения структурной позиции и возраста кремнисто-вулканогенной формации Сарыбабинского синклинория необходимо рассмотреть опорный разрез района с. Ипяк-2. По данным С. Д. Соколова (1977), в разрезе выделяется автохтонный комплекс: альбский префлиш и олистострома сеномана-турона. На него надвинут покров кремнисто-вулканогенной толщи и вышележащих гипербазитов. В соответствии с таким строением разреза предполагается: флишoidная седиментация в альбе, накопления олистостромовой толщи перед фронтом

надвигающегося покрова—в сеномане-туроне, с последующим перекрытием олистостромы покровными пластинами. Такова в самом кратком изложении схема покровообразования. Основным ее положением является более древний, чем олистострома, возраст пород, слагающих покров. Наши наблюдения в том же районе привели к иным построениям разреза (рис. 10). Кремнисто-вулканогенная толща слагает ядро антиклинали, имеющей южное более крутое, а местами опрокинутое крыло. Несогласно с размывом на кремнисто-вулканогенную толщу налагает офиолитокластическая толща, в состав которой входят пачки серпентинитокластов, габброкластов, полимиктовых офиолитокластов (включающих обломки радиоляритов, микритовых известняков). Интервалами эти отложения имеют ритмичное строение и отчетливо выраженную градационную слоистость в граувакковых и алевро-граувакковых слоях. Поскольку возраст кремнисто-вулканогенной толщи определяется по находкам глоботрункан как гозднемеловой, а по комплексу радиолярий из радиоляритов—в интервале альба-доконьякского времени, то перекрывающая офиолитокластическая толща имеет, несомненно, более молодой, сенонский возраст. Она по своему положению в разрезе и составу удовлетворительно коррелируется с граувакковой формацией Севанского хребта, но более насыщена офиолитокластическим материалом. Причина тому, скорее всего, в близости серпентинитового протрузивного массива (Ипякского), который в современной структуре надвинут на офиолитокластическую толщу с севера. Опрокинутое залегание юго-восточного крыла рассматриваемой антиклинали прослеживается от места пересечения р. Ипяк и ее северного притока далее на восток, к верховью р. Ипяк и подножью горы Сарыбаба. Подтверждается это и признаками «обратной градационной слоистости», которая была подмечена С. Д. Соколовым (1977), но неправильно интерпретирована, как обратный случай градации размера обломочного материала в слое. Также ошибочно принимались обломки и глыбы кристаллических известняков-включений в кремнисто-вулканогенной толще за синхронные с нею образования (коралловая фауна в известняках определяется как позднеюрская). В Тоурагачайском синклинии, по данным М. Г. Ломизе и др. (1975), офиолиты майданачайского комплекса залегают на отложениях сеномана и прослеживаются на запад, в басс. р. Шамхорчай и на юго-восток, к Карабахскому надвигу, р. р. Тертер, Хачинчай, г. Учтыг (рис. 11). Офиолитовый комплекс сложен здесь не двумя, как в Сарыбабинском синклинии, а тремя пластинами: нижней и верхней габбро-гипербазитовыми и средней, состоящей из цветного меланжа. Все пластины соотносятся тектонически, а верхняя пластина к тому же срезает нижние две. Наибольший интерес представляют латеральные изменения состава и строения—распад пластин в северном направлении на крупные олистолиты и далее замещение их олистостромами и конгломерато-брекчиями, песчаниками, нередко офиолитокластического состава. Олистостромы подстилают и прослаивают аллохтонные пластины. Авторы приходят к выводу, что офиолитокластический материал поступал с юга, поскольку северное обрамление—Сомхето-Карабахская зона—лишена офиолитов.

Имеются ли подобные им образования в Сарыбабинском синклинии? Исследования тех же авторов показали, что мощность офиолитовой серии «тутхунского комплекса»—достигает в Гейдаринском и Караханджанском тектонических блоках южного крыла 1,5 км, тогда как в разделяющем их Калабоюнском блоке—сокращена до 30—250 м. При этом в сокращенных разрезах преобладают те же образования, что и по северному крылу Тоурагачайского синклинии вблизи так называемого «главного надвига».

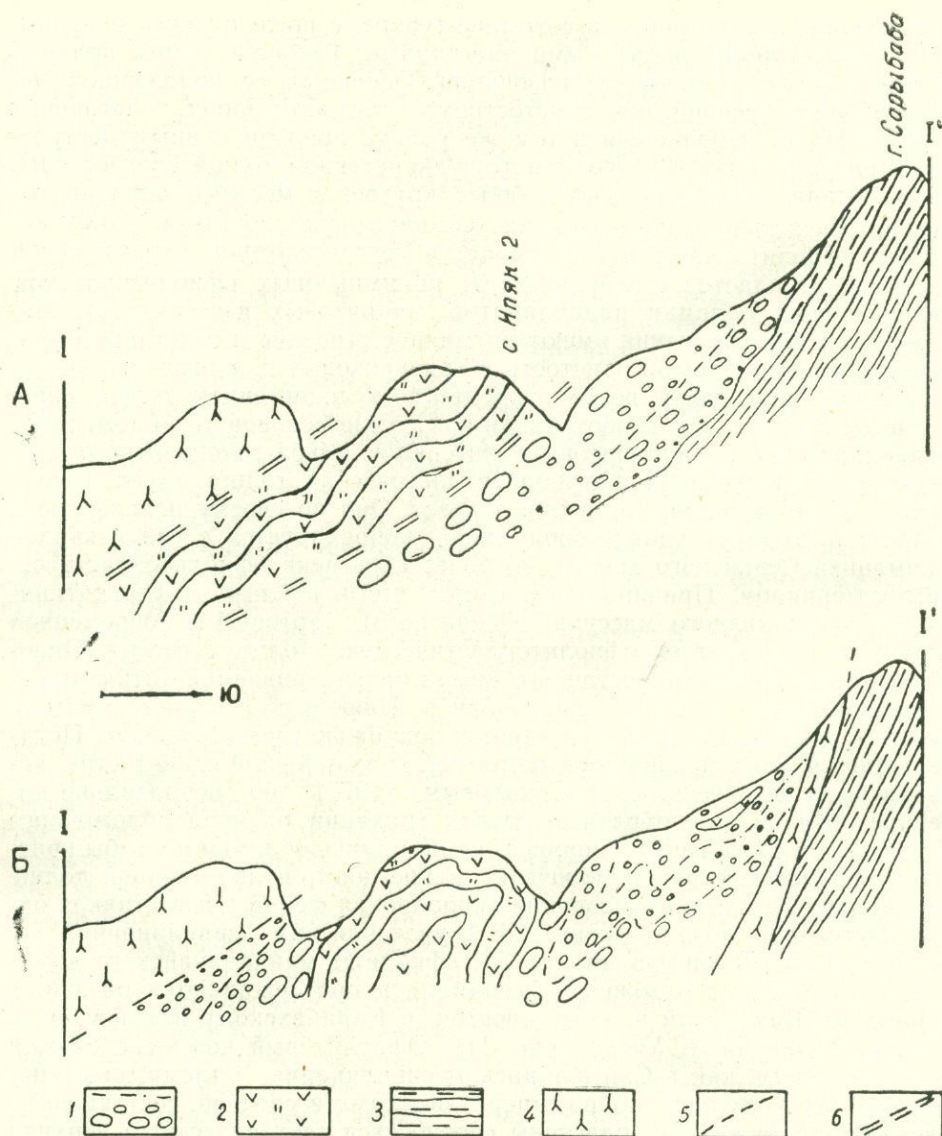


Рис. 10. Принципиальная схема соотношения серпентинитокластической толщи с офиолитовыми толщами в разрезе у с. Ипак, Сарыбабинский синклиниорий. А—по Соколову (1977), Б—по автору.

1. Серпентинитокластическая толща. Нижняя олистострома схемы А, граувакковая формация (постофиолитовая) схемы Б. 2. Кремнисто-эффузивная толща. Пластина офиолитового покрова в меланже—схемы А, возраст позднеюрский-неокомский; кремнисто-эффузивная формация параавтохтонного залегания, альб-доверхнеоконьякского возраста схемы Б. 3. Флишoidные отложения альб-сеноманского возраста. 4. Габбро-гипербазитовый комплекс. Северная покровная пластина схемы А, в схеме Б: на севере гипербазиты, сочлененные по надвигу с серпентинитокластической толщей, на юге—протрузия в зоне тектонического контакта (вдоль разлома) серпентинитокластической и флишoidной толщ. 5. Сбросы, надвиги. 6. Покровы.

С. Д. Соколов (1977) показал, что на юго-западе Сарыбабинского синклиниория в разрезе ю.-з. крыла Калафалыхской синклинали олистостромовая толща непосредственно перекрывается терригенными отложениями раннего сенона, мощностью не более 95 м. Эффузивно-радио-

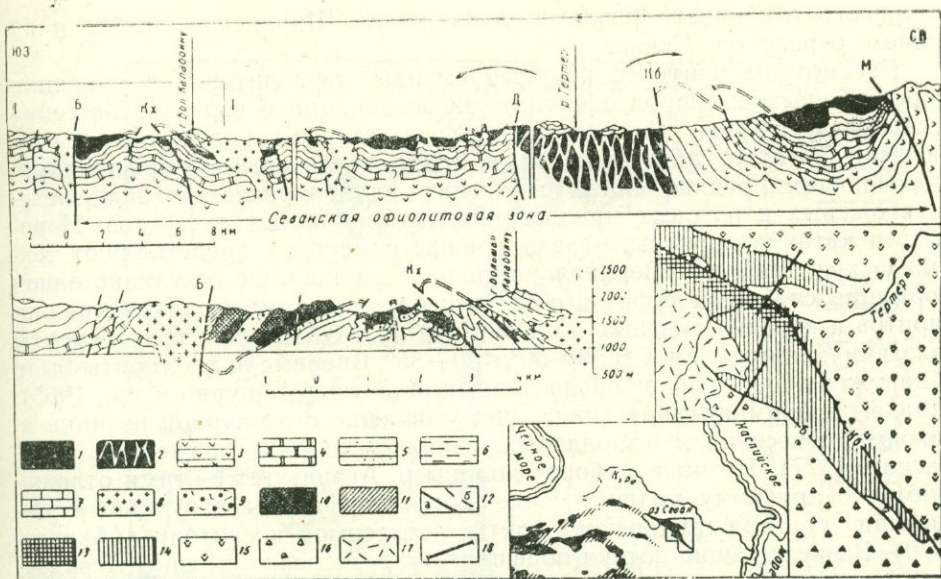


Рис. 11. Профиль Севанской офиолитовой зоны в Тутхунско-Майданчайском пересечении (Ломизе, Панов, 1975).

1—1—фрагмент профиля. 1—тутхунский и майданчайский комплексы (на профиле), альпинотипные гипербазиты (на фрагменте профиля); 2—цветной меланж; 3—средняя юра, вулканиты; 4—верхняя юра-неоком, вулканиты и известняки; 5—альб-сеноман, флишоподобные песчано-глинистые отложения; 6—нижний сенон (?), мергели, аргиллиты, песчаники; 7—верхний сенон, известняки; 8—гранитоиды палеогена; 9—11—элементы тутхунского комплекса на фрагменте профиля: олистостромы (9), габброиды (10), базальты и радиоляриты (11); 12—главные (а) и второстепенные (б) разрывные нарушения (Б—Бапльбелский разлом; Кх—Караханджалинский надвиг; Д—Джомартский разлом; Кб—Карабахский и М—Мрвдагский взбросо-надвиг); 13—18—на тектонической схеме: 13—осевая полоса Севанской офиолитовой зоны, 14—ее южное и северное крылья, 15—Сомхето-Карабахская зона, 16—Акеринская зона, 17—Кельбаджарская наложенная мульда, 18—линия профиля.

ляритовая толща (относимая С. Д. Соколовым к покрову) в разрезе, как видно, отсутствует. Причем в составе терригенной толщи, наряду с офиолитокластическим материалом, много продуктов разрушения пород обрамления, в том числе гранитоидов. Эта терригенная толща резко несогласно залегает на альб-сеноманских отложениях г. Салых и выше по разрезу перекрывается известняками верхнего сенона.

2.2.2. Зангезурская офиолитовая зона. Зангезурская офиолитовая зона размещена вдоль северо-восточного края Анкаван-Мегринской тектонической зоны Малого Кавказа.

Слагающие ее породы преобразованы в тектонический меланж, распределение их прерывистое, линзовидное, вдоль борта зоны срединных массивов. Офиолиты, кроме того, перекрыты обычно мощным палеоген-миоценовым «чехлом». Причины столь позднего открытия поясового развития офиолитов вызваны слабой изученностью всей зоны глубинного разлома, включая северо-западную часть региона.

Обоснование наличия офиолитовой зоны проведено с учетом результатов сейсмического профилирования и других методов изучения глубинного строения региона (Егоркина и др., 1973, 1976; Асланян и др., 1975; Назаретян и др., 1976). Первоочередное значение имели находки в 1975—1978 гг. офиолитокластических образований и коренных пород: силицитов и вулканитов офиолитовой ассоциации в зоне Зан-

тезурского глубинного разлома, а также на Ширакском хребте и на южном берегу оз. Севан.

Рассмотрим наиболее крупные выходы офиолитовой ассоциации. Коренные выходы пород офиолитовой ассоциации в верховье бассейна р. Агандзугет (рис. 12) представлены спилитовыми порфиритами, спилитами, а также андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, включающими редкие линзы спонголит-радиоляритов, а также зеленовато-серых и розовых микрозернистых кремнистых туффитов. Порода эти катаклазированы, развальцованы и местами представляют тектоническую брекчию. Верхняя часть разреза кремнисто-вулканогенной формации складывается туфами, розовыми известняками с линзами радиоляритов и изредка окисных марганцевых руд. Общие для них элементы залегания: азимут пад. СВ $50-80^\circ$, $<40-85^\circ$. Впервые радиоляриты были обнаружены при поисково-разведочных работах. (Машурян и др., 1965), однако их формационная типизация, уточнение структурной позиции и, наконец, отнесение к офиолитовой серии было дано позже (Асланян, Сатян, 1977). На правом борту долины р. Агандзугет с этими отложениями по крупному надвику сочленяются порфириты и вулканические брекчии сраберд-такцарской свиты, относимой к сантону (Акопян, 1970). Вышележащие потоки порфиритов левобережья долины Агандзугета, вероятно, относятся к палеоцену. Весь комплекс левобережья прорван экструзиями андезито-базальтовых порфиритов среднего эоцена — капутджихской свиты (Джрбашян и др., 1976), в поле развития которой картируются блоки известняков мелового облика, изредка мелкие тела оливинитов. Западнее развиты третичные гранодиориты и монцититы вмещающие крупные блоки оливиновых габбро, троктолитов, магнетитовых оливинитов, включающих мелкие тела перидотитов и серпентинитов (Гуюмджян, 1973).

Агандзугетские выходы офиолитов выклиниваются к югу вдоль разлома, в бассейне р. Гиратах. Северо-западнее, в верховье р. Гехи обломки радиоляритов, серпентинитов обнаружены в конгломератах основания позднеэоценовых известняков (данные автора, а также Р. Т. Таяна, О. Г. Гуюмджяна). На южном продолжении разлома, в долине р. Мусалам, по данным шлиховой съемки аллювия, выявлена аномалия хромита. В аллювии обнаружены гальки вишнево-красных карбонизированных и ожелезненных гипербазитов. К юго-востоку, в бассейне р. Шишкерт в конгломератах раннего эоцена выявлены гальки пород офиолитовой ассоциации, сонаходящихся с обломками пород окузаратской свиты (апт-ранний турон). Вверх по разрезу конгломераты сменяют известняки и известковистые туффиты. На эти отложения по разлому надвинуты средне-верхнепалеозойские известняки, кварциты, а также известняки позднего эоцена. В конгломератах, ранее относимых к низам девона (Мкртчян, 1958), были найдены гальки известняков с фаунистическими остатками неокома (Белов, 1969). Находки в составе конгломератов галек, принадлежащих окузаратской свите, позволяют возраст накопления конгломератов ограничить от позднего турона до коньякского времени включительно. Вышележащие известняки и известковистые туффиты отнесены к сантону, их перекрывают известняки кампана).

Комплекс вулканогенных пород поздней юры и секущих субвулканических андезито-базальтов и андезитов палеогена (среднего эоцена?) складывает левобережье р. Шишкерт. Принадлежность этих образований к иной структурно-формационной зоне совершенно очевидна. Сближение Кафанского и Мегринского блоков континентальной коры и надвигание их на офиолиты произошло до внедрения субвулканических тел среднего эоцена.

К югу от долины реки Шишкерт, вдоль Зангезурской шовной зоны, картируется несколько выходов ультраосновных и основных пород, од-

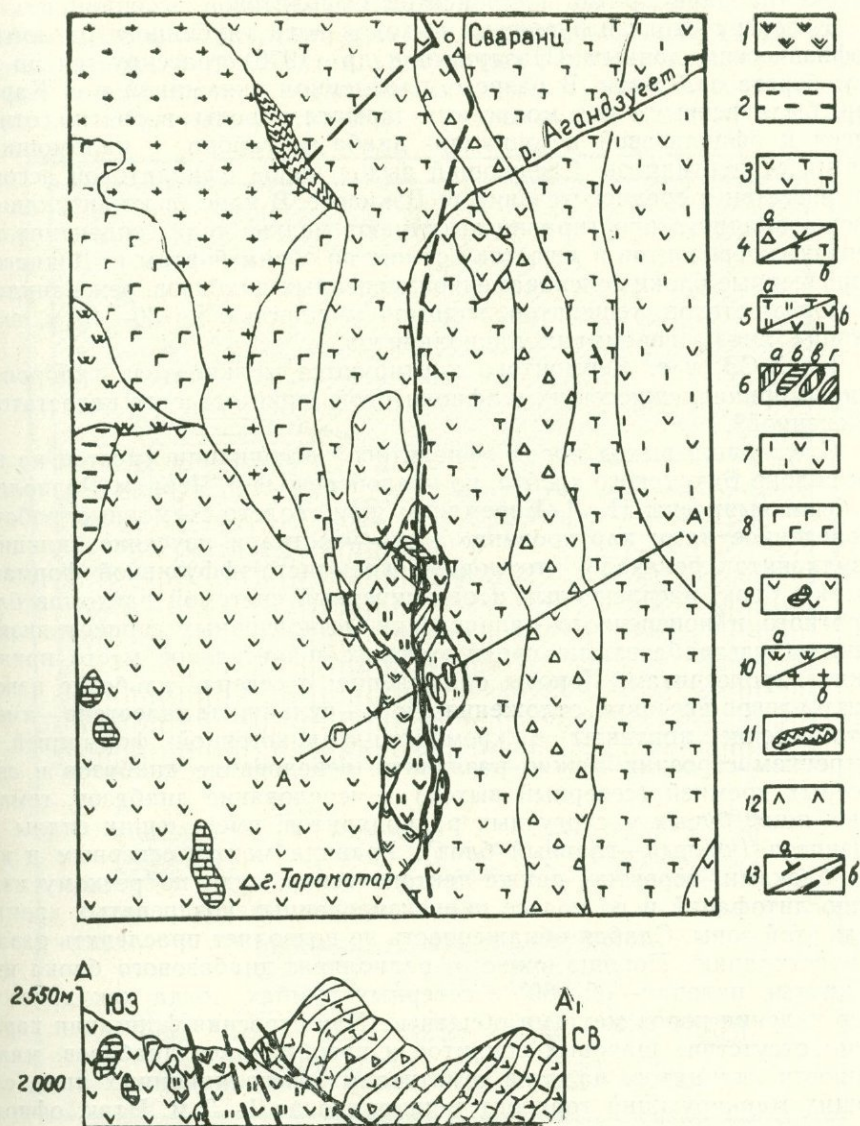


Рис. 12. Схема геологического строения бассейна р. Агандзугет.

1. Порфириты андезито-базальтовые. Палеоген (?). 2. Известняково-терригенная толща. Даний-палеоцен. 3. Порфириты, брекчии андезито-базальтового состава с линзами туф-фитов и известняков (сраберд-такцарская свита). Сантон. 4. а) Вулканомиктовые конгломераты, туфпиты, в кровле—песчаники. Верхний коньяк. б) Известняки, песчаники, туфпиты, конгломераты. Верхний турон?—нижний коньяк. 5. Офиолитовая серия. а) Чередование литокластических туфов, известняков, радиоляритов, вмещающих мелкие линзы окисных марганцевых руд; б) спилитовые порфириты, спилиты. 6. Линзы и глыбы радиоляритов, туфпитов, кристаллических известняков. 7. Вулканогенно-карбонатная толща. Верхняя юра-неоком. 8. Оливиновые габбро, оливиниты, реже перидотиты, троктолиты, серпентиниты. 9. Экструзии порфиритов. Средний—верхний эоцен. 10. а) Монзониты. б) Гранодиориты. 11. Кварциты. 12. Листвениты. 13. а) Элементы залегания. б) Разломы. Составили А. Т. Асланян и М. А. Сатян с использованием литературных данных.

нако этот фрагмент зоны остается наименее изученным в отношении распространения прочих компонентов офиолитовой ассоциации.

К северу от агандзугетских выходов зона глубинного разлома по геофизическим данным (Назаретян и др., 1976) трассируется до южного берега оз. Севан. В разрезе, пройденном скважиной у с. Карчахбюр, были вскрыты под молассами сармата породы, вероятно, относящиеся к офиолитовой ассоциации: диабазы, габбро, с маломощными телами серпентинитов. Следующий выход пород офиолитовой ассоциации известен в среднем течении р. Дзкнагет. В ядре брахиантиклинали северо-западного простирания выступают мелкие тела серпентинизированных гипербазитов и к востоку от них по обоим бортам р. Дзкнагет—разрозненные блоки зеленокаменноизмененных диабазов, реже спилитов и гиалокластитов, тешенитов, видимой мощностью до 30—40 м, включающих линзы перемятых радиоляритов.

На З-СЗ, у с. Лермонтово картируются мелкие тела габброидов. Однако принадлежность их к офиолитовой серии остается недостаточно выясненной*.

Следующий выход пород офиолитовой ассоциации имеется на южном склоне Базумского хребта, по правобережью р. Черная. Радиоляриты были выявлены П. Л. Епремяном при геолого-съемочных работах. Проведенное нами картирование этого участка и изучение силицитов и вулканитов показало, что породы кремнисто-эффузивной формации слагают блок, расчлененный и ограниченный системой разломов близширотного и поперечного направления, выполненных серпентинизированными ультрабазитами, среди которых значительное место принадлежит пироксенитам. Породы обрамления: с севера—альбские известняки и алевро-песчаные отложения, с юга—вулканиты палеогена—имеют тектонические контакты с кремнисто-вулканогенной формацией. Во внутреннем строении можно различить: чередование диабазов и светло-серых кремней (северный выход) и чередование диабазов, гематитовых яшм, бурых и сургучных радиоляритов, вмещающих силлы (?) тешенитов (южный—главный блок). Граница между северным и южным блоками, вероятно, также тектоническая, судя по резкому изменению литофаций и по полосе пиритизированных ноздреватых кремней вдоль этой зоны. Слабая обнаженность не позволяет проследить разлом по простиранию. Породы южного, радиолярит-диабазового блока имеют крутые падения—60—80° в северных румбах, тогда как далее на север падения пород местами обратные. Для строения формации характерно: отсутствие шаровых спилитов и преобладание диабазов, малые мощности силицитов, наличие гематитовых эксгальационных яшм, слагающих маркирующий горизонт мощностью до 1—3 м. Итак, офиолитовая ассоциация составляет блоки в разломной зоне с цементом серпентинитов (серпентинитовый меланж).

Мелкие выходы пород офиолитовой ассоциации встречены примерно в 300 м выше слияния р. р. Черная и Желтая. Протяженность этих выходов не более 100 м. Тектонически по надвигу породы офиолитовой ассоциации перекрыты известняками альба (?) и представлены красными яшмами, чередующимися с вулканитами, а также линзами и пачками кремнистокластической и серпентинитокластической брекчии и песчаников. Мелкие высыпки радиоляритов наблюдались по левобережью р. Желтая, в низовье и в среднем ее течении. Все это указывает на протяженность выходов пород офиолитовой ассоциации вдоль Южно-Базумского надвига.

* Примечание: важны недавние находки карбонатизированных гипербазитов в обнажениях по борту новой дороги у с. Фиолетово (устное сообщение А. Т. Асланяна).

Наиболее западные выходы офиолитовой ассоциации выступают в ядрах брахиантиклинальных складок вдоль южного склона Ширакского хребта. Полевыми работами в 1978 г. в районе с. Кармакар были выявлены выходы радиоларитов, кремнистых пелитовых туффитов, содержащие редкие пачки псаммитовых основных туфов и потоки базальтов (рис. 13). Эти выходы ограничены разломами и тектоническими контак-

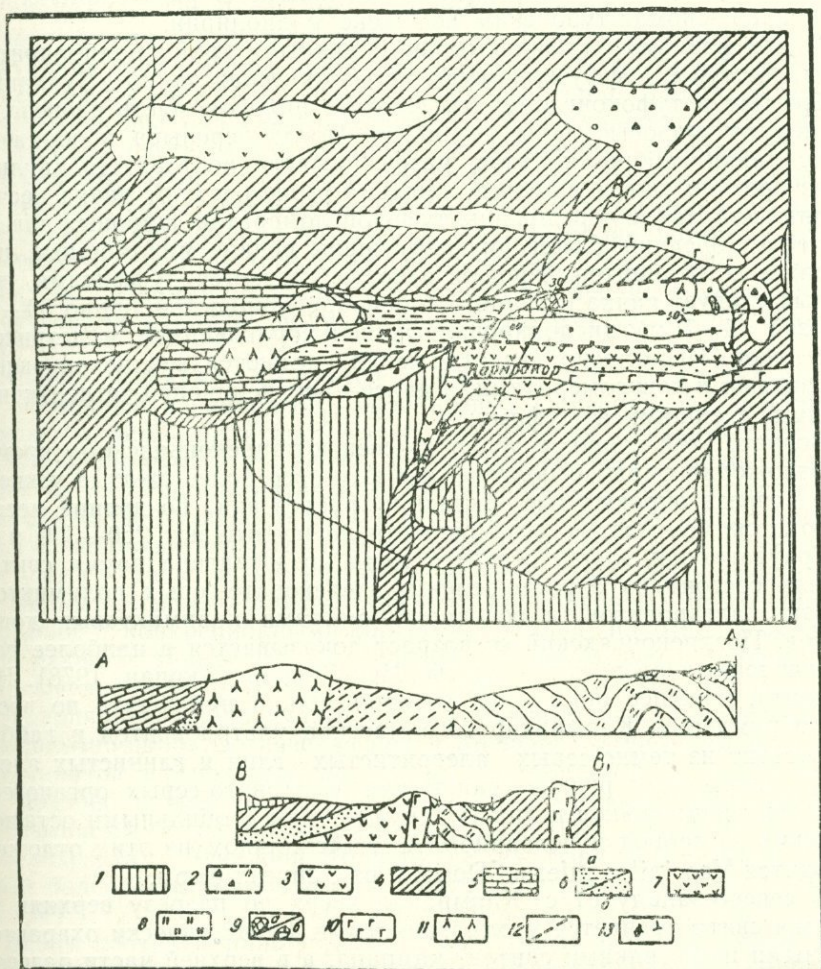


Рис. 13. Схема геологического строения района с. Кармакар. Ширакский хребт (по А. Т. Асланяну и др., 1954, с добавлениями автора).

тируют на севере и востоке с туфоосадочной толщей эоцена, на юге—с вулканогенной толщей раннего сенона, на западе—с граувакковой толщей позднеконьякского возраста (Акопян, 1978). Толща силицитов

смята в мелкие сжатые складки, разбита многочисленными нарушениями, в связи с этим простирание силицитов и вулканитов весьма изменчиво. К мелким выходам серпентинитов приурочены оползневые участки склона. Здесь же среди радиоляритов выступает крупная линза оолитовых известняков. Среди силицитов можно наблюдать типичные яшмовые сургучные радиоляриты, эксгаляционные кремни красного цвета и более темные, слабо марганцевистые яшмы. В радиоляритах определен альб-сеноман-туронский комплекс радиолярий.

Вдоль разлома, ограничивающего южный край радиоляритовой толщи, выступает эффузивно-вулканокластическая толща. Вулканические брекчии и туфоконгломераты слагают нижнюю часть разреза. Выше следуют шаровые лавы базальтов. После перерыва в обнажении, южнее дайки габбро-диабазов, разрез отчасти повторяется (вулканические брекчии, затем шаровые лавы), а выше следуют пачка песчаного флишоида, затем чередование туфоконгломератов, шаровых лав, вулканических брекчий. Среди них размещены редкие маломощные линзы песчанистых силицитов. Кровля разреза слагается туффитами, выше которых следует пачка песчаного флишоида мощностью около 50—70 м с линзой (5—7 м) дислоцированных цельнораковинных и детритовых известняков. Несогласно эти отложения срезаются верхнеконьякскими граувакками и конгломератами, а далее—верхнеплиоцен-четвертичными черными спекшимися туфами.

Возраст этой толщи условно отнесен к раннеконьякскому времени. Эти отложения смяты в пологие, а к югу—все более сжатые узкие и в конце разреза опрокинутые складки; разрез вниз по долине местами повторяется. Суммарные его мощности не превышают 250—300 м.

Граувакковая толща верхнего мела представлена двумя свитами. Верхняя состоит из охристо-зеленых, зеленовато-серых полимиктовых граувакк, алевролитов, в основании—местами полимиктовых конгломератов. Позднеконьякский ее возраст доказывается в наиболее полно представленных разрезах в ущелье Мец-Сариар (Акопян, 1978). Нижняя свита, хорошее обнажение которой можно наблюдать по восточному обрамлению Кармракарского массива ультрабазитов и габброидов, состоит из темно-серых алевролитистых глин и глинистых алевролитов, содержащих редкие пропластки желтовато-серых органогенно-детритовых известняков и линзы ракушечников с обильными остатками туронских гастропод и пелеципод. А. Т. Асланяном из этих отложений приводится *Vaccinites inferus* Douv. и ряд других форм.

К северо-западу от с. Кармракар вверх по разрезу верхняя терригенная свита сменяется микрозернистыми фаунистически охарактеризованными известняками сантон?-кампана, а в верхней части разреза—более алевролитистыми известняками маастрихта, суммарной мощностью до 280 м. Как видим, на Ширакском хребте, помимо ранее известных выходов ультраосновных и основных пород, обнаружены прочие компоненты офиолитовой ассоциации: радиоляриты и основные вулканиты.

Кремнисто-вулканогенная формация Зангезурской офиолитовой зоны в формационном отношении наиболее сходна с кремнисто-эффузивной формацией Севанской офиолитовой зоны. Их сближает: низкий индекс эксплозивности продуктов вулканизма, распространение среди силицитов марганцевистых разностей и гематитовых яшм, наличие линз эксгаляционно-осадочных марганцевых руд. Между тем, в кремнисто-эффузивной формации Зангезурской офиолитовой зоны чаще встречаются субщелочные и щелочные базальты, формация эта характеризуется все же сравнительно меньшими объемами силицитов, заметным среди них развитием спонголитов и радиоляритово-спонголитовых смешанных пород, более мелководных, чем радиоляритовая фация.

2.2.3. Вединская офиолитовая зона. Спилиты и радиоляриты были обнаружены в составе так называемой хосровской вулканогенной толщи (Сатиан и др., 1967, 1968). Позже офиолиты были вскрыты буровыми от бассейна р. Ахурян на западе до бассейна р. Арпы на юго-востоке. Протяженность офиолитов на юго-западе Малого Кавказа превышает 200 км, однако значительная их часть погребена под мощным кайнозоем, оставаясь малодоступной изучению.

По тектоническому строению и рядам формаций в пределах зоны различаются три сектора: западный—Приараксинский, центральный—Вединский и восточный—Арпинский. Западный и центральный секторы разделены разданным близмеридиональным разломом. Центральный сектор отделен от восточного джерманисским и эрличским горстами пород основания. В наиболее изученном Вединском секторе различаются кулисовидно расчлененные узкие подзоны (с востока на запад): Хосров-Армикская, Двин-Карабахларская и Арарат-Вединская, сложенные мощными офиолитами. Эти поля офиолитов разобщены полосами сокращенных мощностей верхнего мела. Основание формации наиболее полно обнажено вблизи устьев рек Кюсуз и Ах-су.

Кровля формации слагается свитой андезито-базальтов, состоящей из диабазов, базальтовых порфиритов, спилитовых порфиритов, реже спилитов, а также лавокластов, вулканических брекчий, грубообломочных туффов, с линзами розовых перекристаллизованных органогенно-детритовых и микрозернистых кремнецветных известняков суммарной мощностью до 150 м. Нижняя секция разреза обособляется в мощную (до 500—800 м) осадочно-пирокластическую свиту. Ее слагают витрокластические туфы буроватые и зеленые, пепловые гиалокластиты, туффы, радиоляриты, микрозернистые известняки с конкреционными линзами кремней, на отдельных интервалах развиты вулканические брекчии, гиалобазальты, диабазы, спилиты, изредка конгломераты и граувакки; количество и мощности пачек радиоляритов увеличиваются в зоне максимальных мощностей.

Осадочно-пирокластическая свита вмещает главные массы габбро, серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов. В Хосров-Армикской подзоне отложения осадочно-пирокластической свиты прорваны так называемыми «хосровитами» (Мкртчян, 1970): андезито-базальтами и андезитами (гиалопилитовыми) и их туфами жерловой фации, числом более 20 и диаметром от десятков до нескольких сотен метров (рис. 14).

Вдоль контакта радиоляриты и вулканы нередко имеют почти вертикальное падение, они раздроблены, цеолитизированы и карбонатизированы, а также местами окварцованы. Этот магматический контакт последующими дислокациями, охватившими весь меловой комплекс, осложнен мелкими нарушениями. Во внутреннем строении осевой части некоторых из туфовых трубок (низовье р. Кюсуз) можно наблюдать всевозможные структуры выдавливания магматического материала. Небезынтересно и то, что по эндоконтакту трубок отмечаются мелкие неправильные по форме обрывки смятых радиоляритов, а также вулканистов, прихваченные из стенок при подъеме магматического материала. Тонкая вулканокластическая структура этих пород скорее образовалась при дроблении магматических масс по мере их, вероятно, очень медленного подъема к поверхности.

В осевой части офиолитовой зоны (среднее течение бассейна р. Кюсуз, район скважин Чатма-1 и Карабахлар-1), наряду с увеличением количества и мощностей пачек радиоляритов, сокращаются и выпадают из разреза терригенные и особенно грубообломочные накопления. Последние имеют наибольшее развитие по периферии офиолитовой зо-

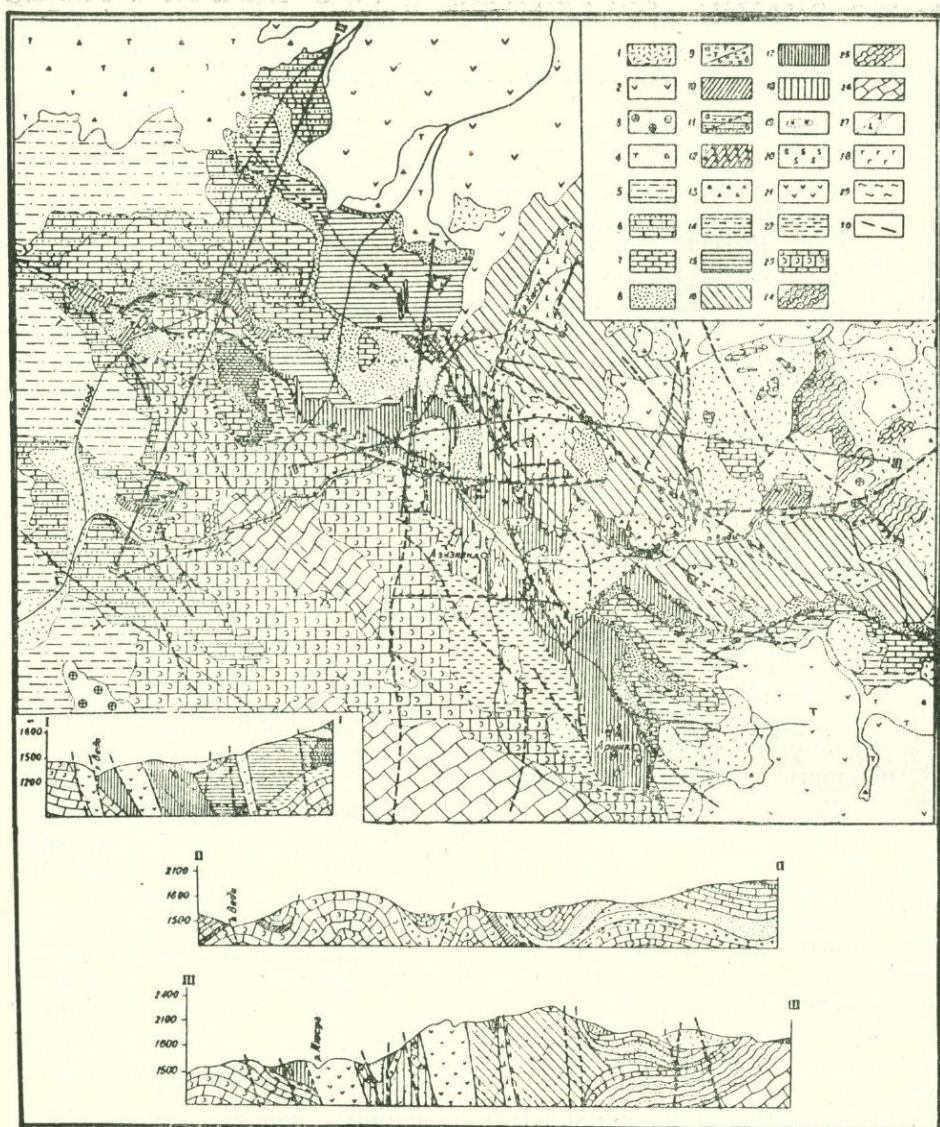


Рис. 14. Литологическая карта междуречья Хосров и Кюсуз.

1. Аллювиальные и делювиальные отложения. 2. Андезито-базальты, N_3^1 . 3. Травертины. 4. Вулканокластические породы и базальты, $N_2^1-N_2$. 5. Терригенные и карбонатные отложения p_2^{1-2} . 6—8. Надофиолитовый позднемерловый-датский комплекс. 6. Известняковый флиш (К₂^d— p_1). 7. Известняки фораминиферо-микрозернистые (К₂^{st-sn2}). 8. Ритмичное чередование граувакк офиолитокластических, сланцевокластических и кварцево-полевошпатовых, а также алевролитов с прослоями конгломератов, шламовых и микрозернистых, нередко органогенно-рудистовых известняков. (К₂^{sp1}). 9—21. Кремнисто-вулканогенный комплекс К₁^d() — К₂^{sp1}. 9. а) Вулканомиктовые и тейфродные конгломераты и песчаники с линзами органогенных известняков. б) Полимиктовые конгломераты и валунные отложения с железисто-псаммитовым цементом и редкими линзами органогенных известняков. 10—15. Свита андезито-базальтов. 10. Миндалекаменные базальтовые и трахибазальтовые порфириды, реже диабазы, изредка с шаровой отдельностью, содержащие линзы окремнелых апоорганогенных известняков, редко известковых радиоляритов. 11. а) Диабазы, базальтовые порфириды, реже спилиты. б) То же с линзами вулканондных и тейфродных конгломерато-брек-

ны и нередко содержат олистолиты пород обрамления. Мощность свиты резко сокращается к западу от бассейна р. Кюсуз, в разрезах формации, которые прослеживаются вдоль долины р. Хосров. Мощности и состав осадочно-пирокластической свиты варьируют в латеральных направлениях. Более выдержанное строение имеет свита андезито-базальтов. Здесь выделяются отдельные потоки лав, горизонты вулканической брекчии и т. д. 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. Они четко картируются по подошве терригенных отложений верхнего коньяка и вышележащих пород «чехла». В строении кремнисто-вулканогенной формации и особенно свиты андезито-базальтов эти складки также картируются по элементам залегания линз кремнистых и карбонатных пород, хотя картина здесь менее наглядная. Разрывные нарушения почти повсеместно сопутствуют складчатости, но распространены крайне неравномерно: наибольшее сгущение наблюдается в центральной части выходов офиолитов. Хосровская антиклиналь осложнена частыми крутопадающими нарушениями северо-западного и поперечного простираний, сосредоточенными в полосе шириной до 1,5 км от с. Бахчаджух до среднего течения р. Кюсуз. В зоне крупных разломов туфы и эффузивы местами преобразованы в туффоиды, порфиритоиды. Линзы радиоляритов и известняков в их пределах будинированы, серпентиниты содержат редкие 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 взбросо-надвигами. Помимо бассейна р. Хосров, надвиг картируется южнее с. Азизкенд, где известняки тулона в опрокинутом залегании надвинуты на песчаники 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.

Максимальная суммарная мощность формации весьма значительна: в скважине 1—Чатма она превышает 1260, а в скважине 5—Мар-

чий 12. Грубообломочные туффиты и вулканические брекчии. 13. Агломератовые туфы и вулканические брекчии базальтового состава. 14. Диабазы и лавокластические их разности. 15. Диабазы миндалекаменные и спилитовые порфириды, реже спилиты, с частыми и мощными (до 5, иногда до 8 м) линзами известковых радиоляритов и окремненных известняков. 16. Зона развития катаклазированных вулканитов, габбро и серпентинитов. 17—18. Осадочно-пирокластическая свита. 17. Чередование туфов андезито-базальтового состава, микрозернистых и шламовых известняков, реже алевролитов, трахибазальтовых порфиритов, в основании свиты-олистолиты известняков. 18. То же, что 17, но при возрастании числа и мощностей пачек радиоляритов (до 5—15 м). 19. Линзы радиоляритов, изредка пропластки онкоидных известняков. 20. Шаровые спилиты и спилитовые порфириды. 21. Экструзивные и жерловые «туфы». 22. Алевролиты, мергели, реже песчаники, известняки-нижняя мергельная толща— $K_2^{(2)}$ — K_{21} . 23. Органогенно-детритовые и биоморфные известняки— K_{21}^{cm} —4. 24. Терригенные угленосные отложения позднего триаса. 25. Карбонатные отложения раннего-среднего триаса. 26. Известняки перми. 27. Гипербазиты и серпентиниты. 28. Габброиды. 29. Зоны рассланцевания. 30. Разломы.

Составил М. А. Сатиан по личным наблюдениям, а также по материалам различного масштаба картирования (В. Т. Акопян, М. А. Сатиан, А. Т. Вегуни и др., К. А. Мкртчян, В. Л. Егоян, Ж. О. Степаян).

кара—1000 м. В Арпинском секторе офиолиты: спилиты, радиолариты и гипербазиты, судя по составу конгломератов надофиолитового «чехла», предполагаются погребенными под палеогеном юго-восточнее, у с. Мартирос.

Важным структурным элементом офиолитовой зоны являются участки сокращенных по мощности разрезов. Слагаются они свитой андезито-базальтов, тогда как осадочно-пирокластическая свита либо выпадает из разреза, либо имеет минимальные мощности. Примечательно, что брахиантиклинальные складки этих зон: Барцракарская (Кешишдагская), Шугайбская и Ераносская—имеют отчетливо выраженное асимметричное строение с неполным, сингенетически сокращенным разрезом крыла, обращенного к палеотрогу; из разреза обычно выпадает тот или иной ярус сенона (турон, напротив, довольно мощный), при несогласном налегании на сенон, либо на туроне флишоидного дания—палеоцена. Конседиментационный характер этих складок не вызывает сомнений.

Рассмотрим строение одной из них. Вулканогенно-осадочная толща южного крыла Ахсуинской антиклинали, к югу постепенно сокращаясь в мощности, фациально замещается охристо-бурыми грубообломочными отложениями, состоящими из глыб, валунов и галек известняков, сходных с туронскими, и вулканитов, принадлежащих кремнисто-вулканогенной формации. Обломки скреплены псаммитовым цементом с обильной примесью гидроокислов железа, кремнезема. Зона фациального перехода осложнена мелким взбросо-надвигом (рис. 15, 16). Все же стратиграфическое в разрезе положение конгломератов не вызывает сомнений; в их подошве залегают те же, что и в основании кремнисто-

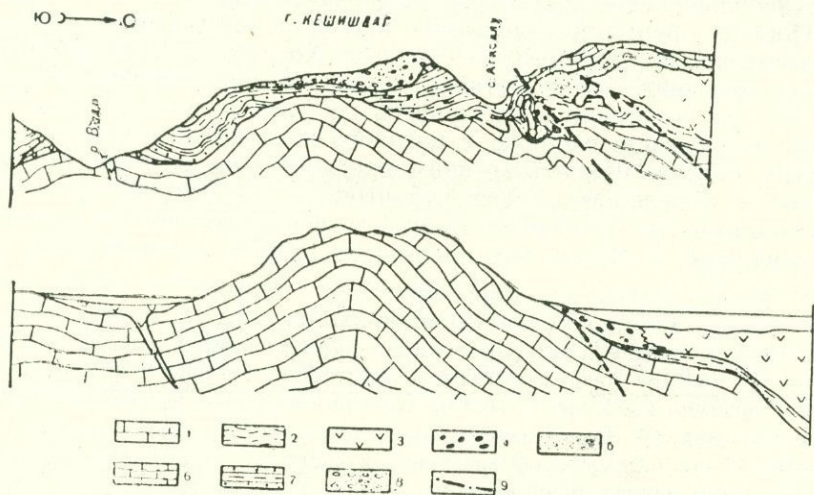


Рис. 15. Геологический разрез Ахсуинской и Барцракарской антиклиналей.

1. Турон. Известняки. 2. Нижний коньяк. Мергельная свита. Мергели, алевролиты, известняки. Офиолитовая серия (3—4). 3. Нижний коньяк. Свита андезито-базальтов. 4. Нижний коньяк. Валунно-галечные отложения с обломками известняков турона и вулканитов офиолитовой серии. 5. Верхний коньяк. Граувакковая толща. Конгломераты, песчаники, алевролиты с прослоями известняков. 6. Сантон-верхний сенон. Известняки микрозернистые и фораминиферовые. 7. Даний-палеоцен. Карбонатный флишоид. Шламовые известняки, мергели, известковые алевролиты. 8. Эоцен. Конгломераты, песчаники. 9. Разломы.

Нижний рисунок—палеогеологический разрез для раннеконьякского времени.

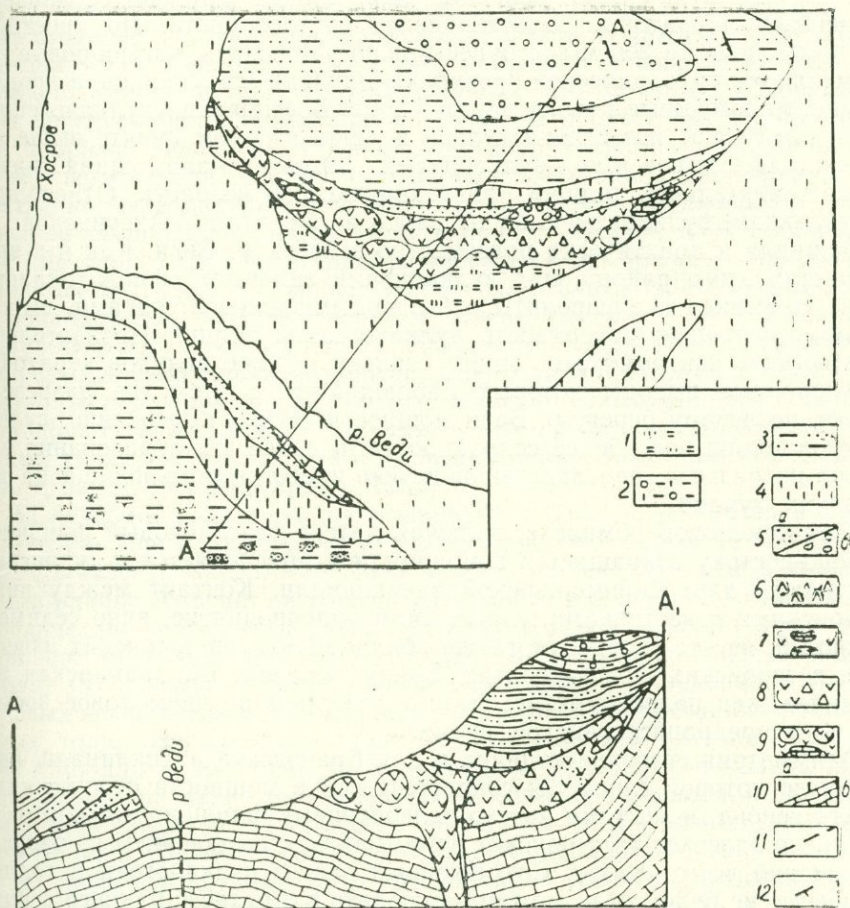


Рис. 16. Схема геологического строения левобережья устья р. Хосров.

1. Аллювий и делювий. 2. Флишодные отложения эоцена: конгломераты, песчаники, известняки. 3. Терригенно-карбонатные флишодные отложения дания-палеоцена. 4. Микрозернисто-фораминиферовые известняки сантона-кампана (?). 5. а) Грауваксовые отложения. б) Конгломераты и валуны. Верхний коньяк. 6—9. Кремнисто-вулканогенная толща. Турон(?)—нижний коньяк. 6. Кератофиры. 7. Спилитовые порфириты и трахибазальты с линзами известняков, и секущими мелкими телами туфов типа «хосровитов». 8. Вулканические брекчии. 9. Основные эффузивы с шаровой отдельностью. 10. а) Органогенно-детритовые и органогенные известняки сеномана-турона. б) То же в разрезе. 11. Разрывные нарушения. 12. Элементы залегания.

вулканогенной формации, породы так называемой нижней мергельной свиты, а кровлю слагают маломощные офиолитокластические граувакки верхнего коньяка и известняки сантона.

Итак, в данном случае есть все основания конгломераты и песчаники считать разновозрастными кремнисто-вулканогенной толще и полагать, что они фациально замещают эту толщу по направлению к краю вулканического трога. Далее вниз по течению р. Хосров наблюдается выклинивание не только вулканогенной, но и грауваксовой и известняковой толщ сенона, а датско-палеоценовые отложения несогласно залегают на туронских известняках. Такой разрез характерен для северного крыла Барцракарской антиклинали. Однако на ее южном крыле разрез меловых отложений иной. Здесь наблюдается маломощная (20—

50 м) толща вулканитов: основных лав, иногда шаровых, с линзами кремнистых микритовых известняков розоватого цвета. По простиранию всего лишь на 200 м восточнее можно наблюдать, как шаровые лавы сменяются вулканической брекчией с линзами известняков, а кровлю слагают маломощные потоки кератофиров. В основании вулканогенной толщи выступают известняки турона и лишь в одном пункте выше туронских известняков и под вулканитами развита маломощная пачка «нижней мергельной толщи» раннеконьякского возраста. Отложения, подстилающие вулканиты, следовательно, те же, что и в Ахсуинской антиклинали и практически повсеместно в басс. р. Веди. Как и в других частях этого района, над вулканитами залегают офиолитокластические граувакки и алевролиты с базальными конгломератами, выполнявшими неровную поверхность вулканогенной толщи. Показательно, что в составе конгломератов много гальки и даже валунов кератофиров, коренные выходы которых наблюдаются в этом же разрезе. Южнее, по левому берегу р. Веди мощности сенона и, особенно, вулканогенной толщи, еще более сокращаются, и далее эти образования выпадают из разреза, при залегании датско-палеогенового флиша на известняках турона.

Позднемеловой комплекс, включая датско-палеоценовый флишонд, к северо-востоку сокращается в мощности и прислоняется к туронским известнякам ядра Барцракарской антиклинали. Контакт между ними и туронскими известняками, слагавшими палеоподнятие, явно седиментационный, на что указывает также обилие обломков туронских известняков в сенонских конгломератах. Таким образом, Барцракарская антиклиналь, как палеоподнятие, была заложена в позднемеловое время, точнее—в предраннесенонское время.

Асимметрия строения типична и для Ераносской антиклинали, южное крыло которой слагается сокращенными в мощности отложениями раннего сенона, а местами датско-палеоценовый флишондный комплекс несогласно залегает на туронских известняках, с выпадением из разреза образований всего сенона. Сокращенный разрез вулканогенной толщи, мощностью не более 20 м, можно наблюдать и в разрезе раннего сенона на северном крыле Байбуртской антиклинали, тогда как в расположенной южнее Шугайбской антиклинали вулканогенный ранний сенон выпадает из разреза, а граувакковая толща имеет крайне сокращенные мощности. Между тем в ее основании выступают довольно мощные терригенно-карбонатные отложения турона.

Возникновение таких асимметричных конседиментационных поднятий по периферии офиолитовых зон, очевидно, связано с развитием вулканического трога, а именно сочетанием раздвига со сдвигом.

Итак, при пересечении южной окраины Вединской офиолитовой зоны вдоль долины р. Хосров наблюдаются редчайшие примеры реликтов зон фациального перехода от вулканического трога к его периферии и далее через палеоподнятие—к шельфу, с редуцированным проявлением вулканизма и, наконец, переход к главным поднятиям. Магмоподводящими разломами, вероятно, служили ответвления от главной системы разломов. Парагенезы пород вулканогенной толщи, в частности, отсутствие типичных радиоляритов, значительно большая доля кератофиров, смена по простиранию эффузивов вулканическими брекчиями—все эти данные говорят о том, что к реликтам офиолитовых покровов (как полагал М. Г. Ломизе, 1970) эти образования никак не могут быть отнесены. Действительно, они имеют свои особенности состава и строения, сравнительно с офиолитовой серией зоны максимальных и умеренных мощностей.

2.2.4. О возрасте пород офиолитовой ассоциации. При региональных исследованиях главное внимание обращалось на вопросы генезиса и

внутренней структуры гипербазитов и габбро. Абиш Г., а затем и исследователи 30-х и 40-х годов нашего столетия (Гинзберг, 1929, Паффенгольц, 1934, Асланян, 1958 и др.) обращали внимание на наличие обломков габбро и серпентинизированных гипербазитов в конгломератах верхнего мела. Поскольку местами были отчетливо видны признаки прорыва серпентинизированными гипербазитами вмещающих пород верхнего сенона, а изредка и флишoidных накоплений эоцена, то естественно было полагать, что габбро-гипербазиты неоднократно внедрялись во вмещающие породы этого возраста (Абовян, 1966, Габриелян, 1959, Гинзберг, 1929 и др.), причем высказывалось мнение о приуроченности этих интрузий к главным этапам прогибания синклинорных зон: в туроне-коньяке, верхнем сеноне и эоцене (Асланян, 1958). Вопросы парагенетической связи основных эффузивов с гипербазитами привлекли в региональной геологии внимание несколько позже, когда было доказано, что основные породы, пространственно сонаходящиеся с габбро, ассоциируют также с гипербазитами, и что они не являются только секущими телами, а принадлежат к эффузивному вулканизму (Асланян, 1950, Егоян, 1955, Ренгартен, 1959).

За первыми находками радиоляритов в басс. р. р. Тертер и Гейсу (Ренгартен, 1959) последовал ряд открытий этих пород на Севанском хребте, в басс. р. Акера, в Вединской зоне, на северо-западе Севанской зоны, в районе Амассии, на Ширакском хребте и в басс. р. Агандзугет— последние два пункта относятся к Зангезурской офиолитовой зоне (Книппер, 1975, Соколов, 1977, Сатиан, 1975, Сатиан, 1979, Асланян, Сатиан, 1977). Специальные палеонтологические исследования радиоляриевых комплексов и их значения в стратиграфии кремнисто-вулканогенных толщ офиолитовой серии Малого Кавказа (Жамойда и др., 1976, Алиуллы и др., 1980, Сихалибейли и др., 1980) показывают преимущественное развитие среднемеровых комплексов радиолярий из пачек и линз радиоляритов, залегающих среди вулканитов офиолитовых разрезов региона. Важно подчеркнуть, что новые данные были получены для тех разрезов, которые ранее относились к типичным разрезам позднелюрской-раннемеловой офиолитовой ассоциации по схеме А. Л. Книппера (1975), С. Д. Соколова (1977). Необходимы вместе с тем дополнительные исследования возраста кремнистых толщ, включающих позднелюрский комплекс радиолярий, в басс. р. Тертер.

Кратко остановимся на данных палеонтологических определений возраста кремнисто-вулканогенной формации региона. Уже в начале постановки стратиграфических исследований в басс. р. Веди были сделаны находки глоботрункан среди известняков так называемой хосровской вулканической толщи, которая, как затем было выяснено, относится к офиолитовой серии (Егоян, 1955, Сатиан, 1979). После обнаружения в разрезе хосровской толщи радиоляритов, эти данные были пополнены выявлением комплекса радиолярий, сопоставимых с так называемым севанским комплексом и датируемых альб-коньякским временем.

В Зангезурской офиолитовой зоне палеонтологические находки редки. В радиоляритах бассейна р. Дззнагет (определения Л. И. Казинцовой) выявлены: *Genosphaera* sp., *Corpsosphaera* sp., *Xiphosphaera* (?) sp., *Dictyomitra* cf. *multicostata* sp., *Stichocapsa* cf. *verbana* Parona. Комплекс радиолярий условно относится к меловому.

Более надежные данные получены по Ширакскому хребту, район с. Кармакар. В радиоляритах Л. И. Казинцовой определены: *Holocryptocanium barbuli Dumitrica*, *Stylosphaera sguinaboli Tan Sin Hok*, *Saturnalis amissus Sguin.*, *S. variabilis Sguin.*, *S. novalensis Sguin.*, *Amphipyndax* sp., *Dictyomitra* ex. gr. *multicostata* Zittel,

Hemicryptocapsa capita Tan Sin Hok., характеризующие так называемый севанский комплекс. Особо важны находки *Holocryptocanium barbui*, характерного для сеномана Румынии, альба?-сеномана центральной Атлантики (по материалам глубоководного бурения „Челленджер“), сеномана Калифорнии.

На западе Севанской офиолитовой зоны, в ущелье р. Ахурян, у г. Амасия, в линзах известняков среди вулканитов В. Т. Акопяном обнаружены раннесенонские брахиоподы *Cyclothyris cf. tenuistriata* Arn. В известняках, подчиненных вулканитам (на левом борту р. Ахурян) А. Т. Асланяном отмечаются многочисленные фораминиферы, среди них *Clobotruncana* sp., а также плохой сохранности морские водоросли.

Из вулканогенной толщи окрестностей с. Зод важны находки *Gryphaea turkestanica* Bobk. (данные Г. А. Чубаряна). В этом же районе, а также западнее, у с. Караиман в песчанистых известняках, подчиненных вулканогенной толще, В. Т. Акопяном обнаружены редкие пеллециподы, ежи и зубы акул: *Corbes* sp., *Astarte* (?) sp., *Orbirhynchia* sp., указывающие на возраст вмещающих пород не древнее мела. По данным Г. О. Пиджяна (1956), в линзах известняков среди вулканогенных пород у с. Караиман Н. А. Саакян были определены *Globotruncana* sp.

Радиологические данные по Севанской зоне единичны: возраст спилитовых порфиров определен в 110 ± 6 млн. лет. Возраст эпигенетического преобразования радиоляритов, содержащих гидрослюда, определяется радиологически в 104 ± 4 млн. лет (K/Ar).

В радиоляритах верховья р. Дзорагет, в ущелье Арчидзор Л. М. Казинцовой определены *Saturnalis amissus* Sguinabol, многочисленные крупные ребристые скелеты *Dictyomitra multicostata* Zittel, *D. aff. torquata* Foreman, *Amphipyndax* (?) sp., указывающие на меловой (и, наиболее вероятно, позднемеловой) возраст вмещающих пород. У подножья Севанского хребта, у с. Гейсу радиоляриты чередуются с микрозернистыми известняками, содержащими двухклевые глоботрунканы, характерные для сеномана?-турона (определение Н. И. Маслаковой, приведено по данным А. С. Аванесяна, 1975). В радиоляритах Л. И. Казинцовой определен богатый комплекс радиолярий позднего мела (альба—коньяка): *Holocryptacanium tuberculatum*, *H. barbui*, *Cryptaphorella* sp., *Sguinabolium fossilis*, *Amphipyndax* sp., *Dictyomitra pseudomacrocephala*, *D. multicostata*, *Lithocampe elegantissima*. Разрез этот является опорным для типизации т. н. севанского комплекса радиолярий (Жамойда и др., 1976). Сходный комплекс был выявлен и в радиоляритах верховья р. Сатанахач.

На юго-востоке Севанской зоны в радиоляритах кремнисто-вулканогенной формации (басс. р. Акера) также был обнаружен альб-коньякский, севанский комплекс (Жамойда и др., 1976). Таковы разрезы формации у с. с. Вагазин, Агджаязы, Финьга, Ипяк-2. Эти данные находят иногда веское подкрепление находками альб-среднемеловых фораминифер в переслаивающихся с радиоляритами микрозернистых известняках (Жамойда и др., 1976, определения Н. И. Маслаковой). В разрезе Ипяк-2 данные радиоляриевого анализа не соответствуют определению позднеоксфордского-титонского возраста по остаткам кораллов в линзах известняков среди кремнисто-вулканогенной толщи (Сокóлов, 1977). Однако при осмотре этих выходов бросается в глаза, что известняковые линзы среди вулканитов сложены глыбами и валунами известняков, облекаемыми песчано-калькаренитовым турбидитом, с градационной слоистостью. Накопление известняков скорее было обусловлено крупным выносом обломочного известнякового материала с позднеюрских поднятий Карабахской зоны (обрамления). При этом это не единственные на-

ходки обломков пород обрамления в кремнисто-вулканогенной формации. Крупные олистолиты мраморизованных известняков палеозойского облика были встречены в разрезе у с. Шишкая в долине р. Гейсу, глыбы оолитовых и онкоидных известняков юрского облика среди эффузивов в басс. р. Сатанахач, олистолиты туронских известняков—в басс. р. Веди и т. д.

Таблица 1

Радиологический возраст пород офиолитовой серии Малого Кавказа

Зона	Порода	Место отбора	Средний возраст в млн лет K/Ar
Вединская	Тешенит, силл	Бассейн р. Кюсуз	105
	Тешенит, галька из конгломератов	В 2 км с-з г. Веди	96
	Эссексит, силл (?)	Скв. 1—Чатма	92
	Гиалобазальт	Бассейн р. Кюсуз	96
	Гиалобазальт	Бассейн р. Кюсуз	88
	Базальтовый порфирит	В 2 км с-з г. Веди	93
	Спилитовый порфирит	Басс. р. Кюсуз	88
	Спилит	Скв. 1—Чатма	96
	Спилит	Скв. 1—Арагат	110
Севанская	Диабазовый порфирит	Водораздел Зод-Сеидляр	93
	Диорит-порфирит	Г. Инакдаг	92
	Спилит	Басс. р. Тутхун с.	86
	Спилитовый порфирит	Килиса-бина	110
		Басс. р. Саринар	

Определения лаборатории геохронологии ИГН, материалы автора и Л. С. Меликяна

2.3. ИРАН

Геологическое строение Ирана и особенно его центральной части еще недостаточно изучено. Структурно-формационное районирование этой обширной территории содержит ряд спорных и недостаточно выясненных особенностей. Очевидна структурная сочлененность зоны Эльбурса с Сомхето-Карабахской зоной Малого Кавказа и с Понтом Малой Азии. Зона Эльбурса на юге граничит с центральным Ираном по глубинному разлому—т. н. главному надвику Эльбурса. Юго-западная часть Ирана принадлежит Аравийской платформе. Зона надвигов Загроса и расположенные к северо-востоку от него т. н. магматическая и вулканические дуги, слагаются преимущественно третичными магматическими породами, включая крупные тела гранитоидов, монцититов. От центрального Ирана их разобщает Бафт-Наинская зона глубинного разлома, включающая офиолиты (Ramic et al., 1979) и, вероятнее всего, воссоединяющаяся на северо-западе с Вединской и Зангезурской офиолитовыми зонами Малого Кавказа. Наконец, на востоке Ирана развиты крупные выходы пород домезозойского фундамента, разделенные терригенными и карбонатно-терригенными мощными мезозойскими комплексами, нередко угленосными (Керманский и другие прогибы). Лутский массив окаймлен зоной развития офиолитовой ассоциации (меланжевое кольцо Лута). Перейдем к рассмотрению офиолитовых зон Ирана (рис. 17).

2.3.1. Южно-Эльбурсская офиолитовая зона. Офиолиты прослежены на расстоянии до 400 км, вдоль Эльбурсского хребта (Кух-э-Биналуд) и Кевирского разлома.

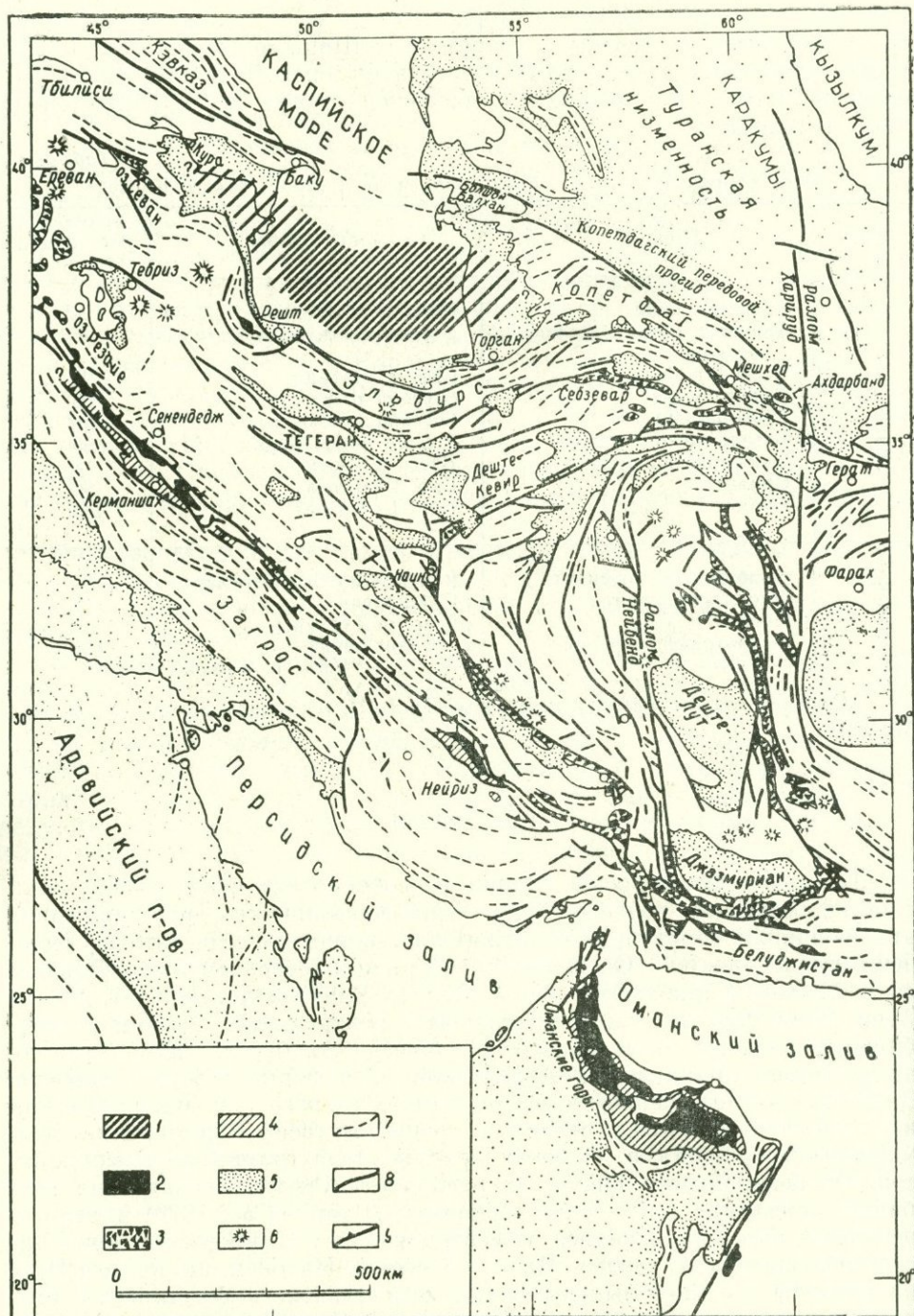


Рис. 17. Зона офиолитов и простирание главнейших структур Ирана и смежных территорий (Штеклин, 1979).

1. Океаническая кора Каспийского моря. 2. Офиолиты. 3. «Цветной меланж». 4. Ра-
дволяриты и связанные с ними турбидиты. 5. Четвертичные впадины. 6. Четвертичные
вулканы. 7. Линии простираний. 8. Разрывы. 9. Главные надвиги Загросской зоны
смятия.

Картируются шесть выходов, достаточно крупных и вытягивающихся в три параллельных ряда (Lensch et. al., 1979). На севере—это выходы у Себзеvara, включая горы Джоджатай; средний ряд составляют офиолиты, обнажающиеся у Орьяна, южнее Нейшабура и у Робат-э-Сефид; южный ряд складывается массивами Дорунч-Кешмер и севернее него—Торбат-э-Нейдарийч. Ультрабазиты относятся преимущественно к гарцбургитам, имеются слоистые габбро и в одном пункте приводятся сведения о наличии параллельных даек (Lensch et. al., 1979). Кремнисто-вулканогенная толща офиолитового разреза имеет наибольшее развитие в районе Себзеvara, Орьяна и Дорунч-Кешмера. В последних двух выходах кремнистые глинистые сланцы преобладают над известняками.

На юго-востоке Эльбурса, вблизи г. Себзеvar в строении цветного меланжа имеются признаки стратифицированности (Förster, 1968). Между Эзатабадом и Каспом мощность его достигает 2 км. В основании преобладают базальтовые породы: темно-фиолетовые плотные базальты со сплюснутыми и кливажированными подушками, плотные красные известняки, туффитовые зеленые известняки, туфы базальтов, агломераты. Встречаются также розовые микритовые известняки и железистые радиоляриты, переходящие в красные глинистые кремни, в кровле отмечаются туфы дацитов. Для базальтов характерен зеленокаменный тип метаморфизма. По периферии, особенно вдоль тектонического контакта с кембрийским вулканогенным комплексом (формация Такнар) и местами во внутренней структуре цветного меланжа, картируются узкие, вытянутые на 5—10 км зоны экзотических блоков, при этом выявляется разновозрастность пород, слагающих зону экзотических блоков (нередки блоки палеозойских известняков). Форстером обращено внимание на следующие особенности строения и состава цветного меланжа: пространственная сопряженность ультрабазитов с базитами без каких-либо признаков контактового метаморфизма между ними, наличие признаков подводных оползней блоков более древних пород и ультрабазитов—офиолитовой олистостромы, синхронный подводно-морской вулканизм. В составе меланжа определяются известняки позднепалеоценового и ранне-среднеэоценового возраста мелководного облика. Но поскольку эти же известняки местами несогласно перекрывают меланж, предполагается, что включены они были в состав меланжа при более поздних послесреднеэоценовых тектонических движениях (Штеклин, 1979).

2.3.2. Бафт-Наинская офиолитовая зона. В центральном Иране выходы офиолитовой ассоциации района г. Наин, протяженностью до 40 км—так называемый цветной меланж (Davoudzadeh, 1972), состоят из чередующихся глоботрункановых известняков и радиоляритов, блоков ярко-красных радиоляритов, а также диабазов; последние слагают также блоки среди серпентинитов и других ультраосновных пород. Подушечные лавы менее характерны. Блоки метаморфических пород представлены хлоритовыми сланцами, амфиболитами.

Радиоляриты чередуются с глоботрункановыми известняками, что однозначно указывает на позднемеловой возраст офиолитовой ассоциации, тем не менее возраст основания разреза остается неясным. В зоне разлома выявляется различие фаций и мощностей палеогена по разным его крыльям. Накопление радиоляритов и известняков совместно с основными, ультраосновными породами объясняется конседиментационными оползнями в морском грабене. О верхнем возрастном пределе тектонического меланжа можно судить по включениям в нем обломков нуммулитовых известняков раннего эоцена. В восточной части более молодые диориты и гранодиориты (не принадлежащие офиолитам) интродуцируют цветной меланж. Во внутренней структуре

меланжа имеются признаки диапирового перемещения в конце сенона—начале палеогена.

Выходы цветного меланжа известны также в 250 км к юго-востоку от Наина, на северо-западе депрессии Гавкуни-Сирджан Бафт, южнее Кермана. Новые выходы обнаружены к северу и северо-востоку от Наина, в районе Анарака. В Анараке (район медного месторождения Кахар Конбад) офиолиты представлены главным образом сильно серпентинизированными перидотитами и миндалекаменными базальтами, осадочные породы—радиоляритами, темно-зелеными кремнистыми сланцами, мергелями, доломитизированными и силицитизированными известняками. В розовых известняках близ кровли обнаружены глоботрунканы сенона, в других—органические остатки также имеют меловой облик. Верхний возрастной предел цветного меланжа, возможно, включает и эоцен.

2.3.3. Восточно-Лутская офиолитовая зона. Цветной меланж на востоке Лутского массива в общих чертах сходен с наинским цветным меланжем. Его состав имеет и отличительные признаки. Так, в районе Бирджана и Басирана отмечается большое число блоков, сложенных тонкослоистыми красными и зелеными радиоляритами, чередующимися с микрозернистыми известняками (Stöcklin, Eftekhan, Huchmand-zadeh, 1972). В известняках определяются глоботрунканы. Среди вулканитов, помимо зеленых диабазов, довольно характерных пород офиолитовой серии, встречаются андезиты и их туфы. Ультрабазиты слагают линзовидные тела, отмечаются также габбро. По латерали цветной меланж сменяется так называемым флишем с диабазами. Состав последнего отличается лишь сравнительно меньшим количеством вулканических продуктов, а также пород, принадлежащих базит-ультрабазитовому комплексу. Местами эти отложения переходят в глинисто-песчаный флиш позднемелового возраста. В составе флиша отмечаются прослой красноватых кремнистых глин, блоки (олистолиты?) окремнелых известняков и диабазов, а также ультрабазитов. Образование их, вероятно, обусловлено развалом пород офиолитовой серии и их сносом в краевой флишевый бассейн. Мощность флишевых отложений оценивается до 3 км. Возраст цветного меланжа верхнемеловой на основании факта переслаивания радиоляритов с известняками, содержащими глоботрунканы. На меланже участками залегают известняки позднего маастрихта и палеоценовые отложения, тем самым определяется верхний возрастной предел накопления отложений, объединяемых в цветной меланж.

Цветной меланж и флишевые толщи в структурном отношении относятся к т. н. зоне флиша, которая отделена от Лутского массива посредством систем нарушений, вдоль которых породы подвергнуты динамометаморфизму, изоклинальной складчатости с формированием серий чешуй. Разломы были заложены к концу сенона, поскольку их перекрывают нуммулитовые известняки палеогена и конгломераты позднего маастрихта.

2.3.4. Загросская офиолитовая зона. В зоне Загроса в разрезе офиолитовой серии отмечаются осадочные отложения и вулканиты, а также перидотиты и габбро, в ассоциации с ними находятся эклогит-амфиболиты. Картируются прерывистые выходы вулканитов и осадочных отложений—тонкослоистых радиоляритов, переслаивающихся с аргиллитами, глинами и пелагическими известняками. Радиоляриты слагают полосу между Аравийской плитой и вулканической дугой, чаще они преобладают над вулканитами, за исключением ряда выходов во внутренней зоне. Количество их увеличивается к юго-западу, т. е. в сторону Аравийской платформы. Во внутренней зоне Загросских надвигов соотношение между ними (по мощности) местами примерно равное

(к с-в от Нейриза и Абад-Ташка), либо даже преобладают вулканиты (перевал Гассанабад, восточнее Нейриза). Наиболее крупные выходы радиоляритов находятся вблизи Керманшаха, на северо-западе и Нейриза—на юго-востоке (Pamič et. al., 1979). Вблизи карбонатной платформы радиоляриты надвинуты на альб-сеноманские породы и несогласно перекрыты мелководными отложениями маастрихта и палеогена. Во внутренней зоне Загроса радиоляриты и известняки слагают нижнюю часть разреза сложного пакета покровов, вверху же разреза обычно крупные пластины гипербазитов, которые прорваны габбро и местами сонаходятся с амфиболитами и эклогитами. Разделяет нередко их меланж, в состав которого входят породы и осадочные, и магматические офиолитовой серии, и не принадлежащие ей (рис. 18). Интересно отметить, что на северо-запад к Иранскому Курдистану и далее к Тавру—на продолжении этой единой зоны (Тавро-Загросской) надвиги сменяются покровами (Битлис) с вероятной амплитудой перемещения в 15—20 км (Божко, 1970).

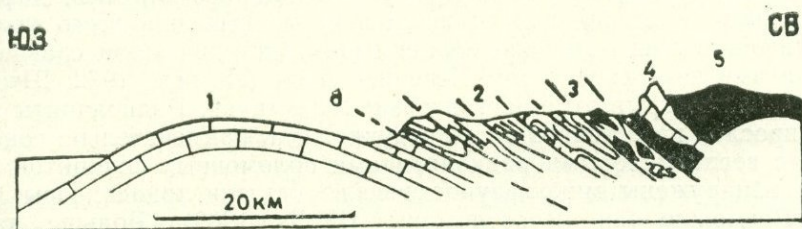


Рис. 18. Схематический разрез через офиолит-радиоляритовую зону в Нейризе, Загросская зона смятия (Штеклин, 1979).

1. Сеноман-туронские известняки чехла Аравийской платформы. 2. Известняковые турбидиты и радиоляриты (формация Пичакун). 3. «Цветной меланж». 4. Экзотические глыбы триасовых известняков. 5. Офиолиты. 6. Спорный контакт (постепенный осадочный переход?—плоскость надвига?).

Перидотиты совместно с габбро и эклогит-амфиболитами выступают несколько северо-восточнее картируемых крупных полей радиоляритов и вулканитов (Керманшах, Нейриз, Ходжа-Абад). Наибольшие их массивы связаны с Бафт-Наинской зоной глубинного разлома, т. е. на границе с центральной зоной Ирана. Преобладают гарцбургиты и дуниты с подчиненным количеством лерцолитов и пироксенитов. Перидотиты секутся мелкими телами габбро. В районе Нейриза наблюдались интрузивные между ними соотношения (Pamič et. al., 1979). Рику (Ricu, 1971) описал горячий контакт перидотитов с экзотическими известняками. Местами перидотиты сопровождают амфиболиты и эклогиты. В Нейризе отмечается несколько габбровых массивов, которые пересекают отдельные гарцбургитовые тектониты. Крупный из них Танг-э-Хана с выходом 50 км², представляет расслоенное тело типичного кумулятового комплекса: габбро и подчиненные верлиты и дуниты, которые смяты в складки совместно с гарцбургитами. Мощность кумулятивного комплекса около 3 км, нижняя зона состоит преимущественно из троктолитов и оливиновых габбро с редкими прослоями верлитов, плагиоклазовых верлитов и дунитов; средняя зона—главным образом из оливинового габбро, верхняя зона—из оливинового габбро, но часто сопровождается нормальным габбро. Петрохимически габбро преимущественно относится к толеитовой серии. В зоне развития чешуй Загроса указываются находки (у г. Хой) глаукофановых сланцев (Pamič et. al., 1979).

По Фолкону (1977), а также Уэльсу (Wells, 1969), Штеклину (1979), зона надвига (или чешуй), к которой относится главная масса

офиолитовой ассоциации, включает изверженные породы объемом не более 0,5 км³: это дайки, силлы, лавы и туфы основного и среднего состава, в этот же объем входят крупные интрузии основного состава и серпентинизированные ультрамафиты. Отмечалось, что вулканические породы ассоциируют с радиоляритами верхнемелового возраста. Последние чаще слагают их кровлю—чередование силицитов и вулканитов менее характерно. Максимальная мощность радиоляритов и вулканитов оценивается в несколько километров (Фолкон, 1977), однако эти цифры скорее завышены и мало достоверны ввиду сложного внутреннего строения зоны надвигов.

В толще силицитов здесь часто обнаруживаются силициты, обогащенные марганцево-железистыми продуктами эксгальций. Они слагают линзы среди безрудных силицитов, в этих же участках иногда обнаруживаются концентрации марганцевых руд (Watters, Etmian, 1973). Марганцевистые линзы характерны среди радиоляритов всего складчатого Загроса (Божко, 1970).

Породы, слагающие офиолитовую ассоциацию Загроса, деформированы весьма слабо—в этом важная черта строения всего краевого офиолитового шва, особенно обращающая внимание при сравнении с офиолитами внутренней зоны Передней Азии (Ломизе, 1972; Штеклин, 1979). Их перекрывают маастрихтские известняки. Радиоляриты включают прослой известняков с глоботрунканами, примечательно сонахождение с верхнемеловыми радиоляритами обломочных силицитов, в которых обнаружены микрофаунистические остатки триаса, юры, низов мела. Возможно они переотложены (Wells, 1969). Больше данных о том, что офиолиты этого района относятся к позднему мелу (Штеклин, 1979).

2.4. ОМАН

Офиолитовую серию подразделяют на комплекс Хавасина (радиоляриты, микритовые известняки с прослоями глин в верхах разреза, спилиты) и более верхний комплекс—Сумаиль (серпентинизированные перидотиты, их инъецирующие габбро, диабазовые дайки, перекрытые подушечными лавами). Каждый из них слагается надвиговыми пластинами, с падением плоскости разломов на северо-восток. Эти два комплекса—Хавасина и Сумаиль—разделены тектонизированной толщей (меланжем?), состоящей из гигантских глыб рифовых карбонатных пород пермо-триаса, стратиграфически, вероятно, связанных с подушечными базальтовыми лавами. Гленни и др. (Glennie et al., 1973) считают, что это отдельная пластина. Трансгрессивно на комплексе Сумаиль залегают маастрихтские известняки и конгломераты.

В основании пластины Сумаиль выявлено несколько чешуй многократно деформированных и мелонитизированных метаморфических пород. В направлении от контакта с перидотитами они имеют обратную метаморфическую зональность: от амфиболитовой фации к зеленосланцевой. Время метаморфизма определяется сеноман-туронским, а источником тепла предполагается вышезалегающая мантийная пластина. Условия амфиболитового метаморфизма определяются T° —650—700°, P —3—5 кбар. (Searle et al., 1980). Породы комплекса Хавасина залегают на платформенных отложениях среднепермского-сеноманского возраста и следующих выше них (на юго-западе) флишевых глинистых отложениях сенона (коньяк-кампан). Северо-восточнее в составе флиша появляются конгломераты, включающие офиолитокластический материал. По данным Гленни и др. (Glennie et al., 1973), мелководные доломиты и известняки, конгломераты и оолитовые карбонатные

турбидиты и кремни нижнего триаса-мела относятся к т. н. первому аллохтонному элементу. Выше него следуют шесть пластин, составляющих комплекс Хавасина, из коих первые три лишены вулканического компонента (известковистые конгломераты, известковистые турбидиты, кремни, возраст которых определяется от позднего триаса до начала позднего мела), остальные три пластины, наряду с отмеченными породами, включают основные шаровые лавы. В четвертой и пятой пластине лавы ассоциируют с турбидитами и кремнями триаса и ранней юры. Этот набор пород более схож с порфирито-радиоляритовыми отложениями юга Эллинид, покрова Мамония на Кипре, а также покровов Анталя. Лишь в шестой, верхней пластине шаровые лавы развиты в основании юрской(?) -нижнемеловой(?) толщи радиоляритов и известковистых турбидитов. Этот фрагмент разреза может быть сопоставлен с офиолитовой серией. Состав осадков всего комплекса в северо-восточном направлении утоняется.

Как видно, в геологии Омана существуют те же проблемы, что и в Загросе. Это вопросы палеогеографии областей сноса раннего мезозоя (обломочные силициты), кинематика офиолитовых покровов со слабой нарушенностью внутренней структуры пластин.

2.5. СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ФОРМАЦИИ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ

Исследования последних двух десятилетий внесли существенные коррективы в ранние, достаточно упрощенные представления о составе стратифицированных формаций офиолитовых серий. В них, как выясняется, сложно сочетаются по латерали и по восходящему разрезу продукты подъема к поверхности палеобассейнов мантийного вещества, излияний и эксплозий базальтовой магмы и более кислых дериватов, наконец, продукты разнообразного осадочного процесса. В этом смысле полигенетичность сопряженных в формациях образований очевидна. Вместе с тем ряд вопросов генезиса компонентов этих формаций остаются спорными—особенно это относится к генезису и механизму подъема к поверхности габбро-гипербазитового комплекса и вовлечения его продуктов в седиментогенез. Из сказанного видно, что наиболее действенным способом типизации данных формаций является анализ парагенезов слагающих их пород, их ассоциаций, сложно размещенных в теле формации, наконец, анализ латеральных переходов к формациям зон обрамления. Рассматриваемые формации отличается также весьма сильная нарушенность соотношений между слоями, пачками, толщами, их слагающими, в результате конседиментационных оползневых процессов и более поздних тектонических процессов в связи с компрессией офиолитовых прогибов. Анализ парагенезов в зонах тектонического меланжа оказывается если не единственным, то главным способом типизации строения блоков меланжа и реконструкции их латеральных и по восходящему разрезу соотношений.

Основные черты строения офиолитовых разрезов и состава пород были рассмотрены выше, потому при анализе типов формаций вновь укажем главные типы парагенезов пород, свойственные этим разрезам, причем особенно подробно рассмотрим парагенезы пород малокавказских формаций, литологически наиболее изученных.

Группа кремнисто-вулканогенных формаций.

Наиболее примечательными особенностями строения, положенными в основу формационной типизации, является чередование по разрезу вулканогенных пород (базальтов и нередко выше-кератофиров), кремнистых и прочих осадочных и вулканогенно-осадочных пород; на разных уровнях формации размещены протрузии серпентинизированных

ультрабазитов с габброидами—обычно по их периферии. В данной группе формаций мы рассмотрим следующие региональные (конкретные) формации: кремнисто-эффузивную, кремнисто-эффузивно-вулканокластическую и граувакково-кремнисто-вулканогенную.

Кремнисто-эффузивная формация Севанской и Зангезурской офиолитовых зон. Отметим наиболее характерные парагенезы пород данной формации.

Парагенез эффузивов, радиоляритов и микритовых известняков. В рамках данного парагенеза существенно варьируют состав и строение вулканических и осадочных образований, соответственно могут быть выделены и рассмотрены следующие разности данного парагенеза.

Парагенез шаровых спилитов и мощных пачек силицитов. Спилиты характеризуются крупными шаровыми обособлениями, включающими гналокластовые прокладки, а также «рубашки» силицитов. Пачки силицитов соизмеримы по мощности с потоками вулканитов, либо они мощнее. Силициты имеют ритмичное строение, в верхней части ритмопачек передки марганцевистые силициты—металлоносные осадки.

Подробнее соотношение силицитов и вулканитов было рассмотрено выше. Показано, что силициты достаточно разнообразны—среди них имеются и радиоляриты и апорадиоляриты, субрадиоляриты и, наконец, микрозернистые и глинистые кремни; в основании некоторых ритмопачек выявлены микритовые окремненные известняки. Такой парагенез пород развит в средней секции разреза формации Севанской зоны, на участках максимальных ее мощностей (саринарская «фация»), характеризующих наиболее глубоководную часть офиолитового трога.

Парагенез спилитовых порфириров, диабазов, силицитов. Спилиты развиты ограниченно. Силициты по мощности несколько уступают вмещающим их вулканитам, и морфология силицитов чаще линзовидная. Марганцевистые разности не особенно типичны. Помимо радиоляритов—главного типа кремней—встречаются эксталяционные (глобулярные) кремни, изредка спонголиты. Этот парагенез встречен в нижней секции разреза пород саринарской «фации», к нему же относится ассоциация вулканитов и силицитов района Базумского хребта. В отличие от предыдущего парагенеза местом накопления его была менее глубоководная часть офиолитового бассейна, с менее длительными перерывами вулканической активности.

Парагенез основных и дацитовых эффузивов, вулканических брекчий, а также силицитов. Эта ассоциация развита в верхней секции разреза формации, в зоне ее максимальных мощностей. Характеризует она завершение офиолитового вулканизма в севой части прогиба. Причем более кислые вулканиты представлены преимущественно туфами, тогда как по периферии прогиба преобладают эффузивные и экструзивные тела. Местами эта ассоциация вмещает линзы марганцевых руд.

Парагенез спилитовых порфириров, пикритоподобных базальтов, кератофиров и их туфов, а также силицитов и известняков. Спилитовые порфириты имеют мелкую шаровую отдельность, всегда миндалекаменные, вмещают линзы силицитов и известняков. Силициты ритмического строения, но обычно без марганцевистых радиоляритов, с преобладанием известковистых силицитов, с прослоями микритовых известняков. Последние нередко имеют градационную слоистость и содержат заметную терригенную примесь. Нередки линзы кристаллических апооргано-генных известняков. Примером являются породы гейсуинской «фации» Севанского хребта.

Вкратце остановимся на соотношении силицитов с известняками, слагающими линзы и пачки в вулканитах.

В известняках зоны сокращенных мощностей раковины радиолярий и фораминифер обычно имеют хорошую сохранность. По восходящему

разрезу известняки нередко сменяются известковистыми радиоляритами, причем имеются переходные типы пород от известняков к силицитам.

Более глубоководный тип известняков представлен кремнистыми крипто-микрозернистыми известняками с плохо сохранившимися и сравнительно редкими остатками раковин фораминифер. Этими известняками обычно сложены базальные слои ритмично чередующихся пачек радиоляритов зоны максимальных мощностей Севанской зоны (саринарская «фация»). Известковистые радиоляриты в этой ассоциации редки и переход от известняков к кремнистым и глинистым радиоляритам резкий.

Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация Вединской офиолитовой зоны. При характеристике формации обращалось внимание на то, что помимо редких выходов пород формации, в этой зоне разрезы формации были вскрыты несколькими глубокими скважинами—эти данные позволяют рассмотреть изменение состава и строения формации по латерали. Важнейшей характеристикой формации является высокий индекс эксплозивности вулканизма и весьма ограниченное распространение продуктов дезинтеграции ультрабазитов, также то, что формация вмещает весьма мелкие тела ультрабазитов и габброидов. Наконец, для внутреннего строения формации показательное слабое развитие тектонических деструктивных процессов—именно в разрезе формации можно видеть первичные соотношения отдельных пачек и свит, также как воссоздать латеральные их переходы.

Парагенез вулканокластитов и радиоляритов. Известковистые и кремнистые радиоляриты слагают пачки среди кристалло-витрокластических, псаммо-алевритовых туфов и гналокластитов. В составе радиоляритов нередко примесь алевро-пелитовой витрокластики. Эксгалационные разности силицитов крайне редки. Парагенез радиоляритов и вулканокластических пород характеризует, вероятно, менее глубоководную среду осадконакопления, специфическую ритмику вулканического процесса, в условиях ограниченной проницаемости коры. Парагенез этот в зависимости от набора других компонентов (апобиогермные известняки, иногда конгломераты) может характеризовать латеральный фациальный ряд мелководных отложений на профиле склона вулканического трога.

Парагенез радиоляритов и прочих силицитов с градационной слоистостью, а также онкоидных известняков и реже кремней с глобулярной структурой. Этот редкий парагенез пород выявлен в бассейне р. Кюсуз, в обнажениях по левобережью среднего течения реки—подробнее о нем говорилось выше. Важно подчеркнуть, что эти осадки содержат признаки сноса их в нелитифицированном состоянии с верхних отметок дна палеобассейна турбидитовыми потоками.

Граувакково-кремнисто-вулканогенная формация Южно-Анатолийской офиолитовой зоны. Этот тип формации наиболее полно изучен в районе г. Эргли (*Gianelli et. al., 1972*). Характерным является парагенез базальтов и спилитов с брекчиями, песчаниками, с примесью офиолитокластики и без нее; также встречаются конгломераты, на разных уровнях—микритовые известняки и реже радиоляриты. Отмечаются также линзы органогенно-детритовых, рудистовых известняков. В верхней части разреза появляются андезиты, выше сменяющиеся флишем—эта часть разреза, вероятно, не имеет отношения к офиолитовой серии. В тектоническом контакте с стратифицированными образованиями картируются протрузивные серпентиниты, включающие габбро. Состав исходных пород, подвергнутых интенсивной серпентинизации, лерцолитовый. Менее ясны соотношения формации с более древним палеозойским карбонатным комплексом Болкардага.

Сходные типы разрезов можно видеть в составе покровов Ликийского Тавра, причем в этих же покровах имеются иного состава и строения пластины—чередование радиоляритов и микритовых известняков без сколько-нибудь заметной доли обломочных пород. Эти отложения скорее всего отражают более удаленные от срединных массивов (Мендереса и др.) фациальные зоны седиментации, и они более сходны с кипрским разрезом—его верхней осадочной частью, а также с разрезами Загроса и отчасти Амануса. Не исключаются потому их латеральные переходы между собой.

На настоящем этапе изученности офиолитовых зон Передней Азии трудно воссоздаются зоны перехода одной формации в другую в латеральном направлении. Однако такие примеры все же имеются и убеждают в том, что условия возникновения стратифицированных формаций весьма варьируют вдоль каждой офиолитовой зоны (прогиба). Так, кремнисто-эффузивная формация, наиболее характерная для Северо-Анатолийско-Севанско-Эльбурсской офиолитовой сутуры, на ряде интервалов сменяется граувакково-кремнисто-вулканогенной толщей, которая в данном случае может быть рассмотрена в ранге субформации, т. е. она характеризует какие-то отклонения от наиболее типового разреза офиолитовой серии.

Парагенез вулканитов, силицитов и обломочных пород нередко рассматривается как олистостромовые образования. В частности, к такому мнению приходят М. Г. Ломизе и Д. И. Панов (1975) по результатам пересечения ими Севанской офиолитовой зоны (вдоль долины р. Тертер). Эффузивные породы—линзовидные тела с обрубленными краями, а также глыбы обычно приурочены к какому-то стратиграфическому уровню. Вдоль контакта с вмещающими их осадками нередко признаки оползания, смятия. Можно ли вулканиты относить к экзостолитам, являются ли они отторженцами древних вулканических толщ? В крупных блоках эффузивно-радиоляритовой толщи Акеринской зоны возраст силицитов скорее альб-позднемеловой (Жамойда и др., 1976). Поэтому можно думать, что эти глыбы эндоостолиты, т. е. сорванные фрагменты синхронных осадкам вулканитов. При этом линзы кремнистых пород (радиоляриты и эксталяционные кремни) можно встретить не только в эффузивных блоках, линзах, глыбах, но также и во вмещающих их обломочных отложениях, что также говорит в пользу синхронности вулканизма и терригенного осадконакопления. В одних случаях пачки терригенных (и эдафогенных?) пород нередко ритмического строения (песчаники, алевролиты, иногда в кровле ритма глины, а в основании—конгломераты) обособлены от вулканитов, в других—обломочные породы как бы вмещают «караваи» эффузивных пород. Деструктивные оползневые контакты между основанием глыб вулканитов и вмещающими их песчаными отложениями локально наблюдались довольно часто. Вулканиты, в свою очередь, содержат линзы и прослои силицитов—радиоляритов и апорадиоляритов, эксталяционных кремней. Силициты изредка все же встречаются в виде линз и неправильных по форме тел среди обломочных пород. Другой разновидностью является ассоциация вулканитов, силицитов с аргиллитами. Такое сообщество пород наблюдается в разрезе кремнисто-вулканогенной формации в басс. р. Тутхун, у с. Наджарафарлылар. Эффузивы слагают прерывистые горизонты в деформированной, но все же слоистой аргиллитовой массе. Силициты же образуют мелкие линзы не только в эффузивных, но и во вмещающих аргиллитовых породах.

Сходный парагенез пород отмечается и для промежутка между Анкарой и Сивасом. Вместе с тем для региона Анатолии довольно общепринятое представление об аллохтонности офиолитов не укладывается в ряд региональных геологических и геофизических данных. К

такovým относятся данные о приуроченности офиолитов к зонам высокой сейсмичности, т. е. подчеркивается пространственная их связь с разломами в строении коры (на Малом Кавказе, на восточном продолжении офиолитовых зон Анатолии более убедительно обоснована связь офиолитовых зон с зонами глубинных разломов, уходящих в верхнюю мантию), небезынтересна в этих целях и проведенная корреляция офиолитовых разрезов Малого Кавказа и Анатолии. Большого различия между ними не обнаруживается. Между тем более детальные работы, проведенные в офиолитовых зонах Малого Кавказа, отвергают представления об аллохтонности офиолитов. Именно для этого региона показаны специфичность стратифицированных формаций офиолитовой серии каждой из выявленных офиолитовых зон: Севанской, Зангезурской и Вединской. Показаны разные масштабы проявления в строении этих зон ультрабазит-базитового комплекса: наиболее крупные их тела пространственно сонаходятся в Севанской зоне, где по признакам строения и состава стратифицированной формации офиолитового разреза допускается наибольшее раскрытие континентальной коры. Кремнисто-эффузивная формация Севанской зоны является, несомненно, наиболее глубоководной, именно в ее составе сосредоточены наибольшие объемы и радиоляритов, и прочих силицитов, включая металлоносные осадки. Что касается объемов обломочного материала в разрезе этих формаций, то часть его связывается с развалами местных офиолитовых вулканических и диапировых поднятий и срывами его с верхних отметок вглубь, другая часть — с привносом из поднятий обрамления. В последнем случае предполагается редуцированность в морфологии офиолитовых трогов краевых прогибов-отстойников обломочного материала.

2.6. ДИНАРО-ЭЛЛИНИДЫ

Результаты исследований региональных офиолитовых зон и их обрамления позволили существенно уточнить строение этого региона (Dimitrijević, 1974, Grubić, 1974, и др.). Основные тектонические зоны Динаро-Эллинид схематично отображены на рис. 19. В поперечном пересечении с запада на восток выделены офиолитовые зоны: Вардарская, Центральная офиолитовая (Субпелагонийская или зона Отрис в Эллинидах) и далее-Пиндская. Вардарская зона отделена от Субпелагонийской зоны выходами палеозойского комплекса т. н. Пелагонийской зоны. Соотношение Субпелагонийской офиолитовой зоны с Пиндской зоной и вопросы существования т. н. Ультрапиндской зоны остаются недостаточно ясными. Мощность коры во внутренних Динаридах составляет 30 км, во внешних — 46 км, отмеченные структурные зоны разделены по всей мощности коры близвертикальными разломами (Dragasević, 1974). В верхних частях разреза коры эти разломы выражены системой надвигов с общим направлением перемещения масс на юго-запад. В районе Олимпа под метаморфическим комплексом Фессалийского массива, входящего в Пелагонийскую зону, вскрываются неметаморфизованные мезозойские и нижнетретичные карбонатные неритовые отложения. Разрез их близок разрезу западной части внутренних Динаро-Эллинид.

Предположение о покровном залегании всей Пелагонийской зоны не кажется обоснованным. Но для более достоверного решения необходимо воссоздание полной латеральной зональности седиментационно-тектонических зон. В частности, не исключено иное истолкование этого факта: Пелагонийская зона надвинута на восточный край Субпелагонийской офиолитовой зоны, т. е. на осадочный комплекс, который к востоку замещает офиолитовую серию Субпелагонийской зоны, являясь краевой толщей, более слабо метаморфизованной.

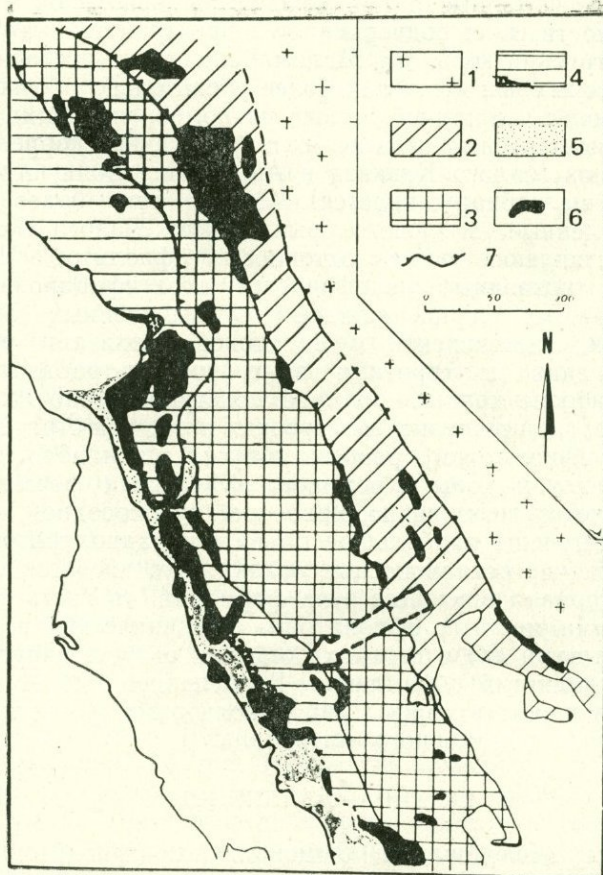


Рис. 19. Схематическая тектоническая карта центральной части Динаро-Эллинид (Mercier, et. al., 1975).

1. Сербско-Македонский массив. 2. Вардарская зона. 3. Пелагонийская зона (зоны Голлджа и Кораб в Албании и Югославии). 4. Субпелагонийская зона (Центральная, Сербская, Мирдита—в Югославии и Албании). 5. Пиндская зона. 6. Офиолитовые главные массивы. 7. Надвиги. Стрелкой—основное направление движений офиолитовых покровов.

Как видно, недостаточно решены для офиолитовых зон и вопросы внутренней метаморфической зональности, а в данном примере они имеют одно из решающих значений для палеогеографии.

Ныне больше данных о позднеюрском возрасте офиолитовой ассоциации Динаро-Эллинид (Обуэн, 1973, Чирич, 1973). Спилит-кератофировая серия триаса и офиолитовая серия поздней юры довольно отличаются по геологической позиции, масштабам проявления вулканизма и ультрабазитового компонента, включенного в эти разрезы (Djordjević et. al., 1979). Обуэн (1973) подчеркнул, что только позднеюрские формации содержат офиолитовые массивы с их ультрабазитами. Несомненно, что титонские известняки перекрывают альпинотипные ультрабазиты. Что касается стратифицированных компонентов этой серии, то как показал Чирич (1967), они объединяются в яшмово-диабазовую формацию и состоят из яшм, известняков, конгломератов, переслаивающихся с продуктами подводных извержений-диабазов и туфов. Вариации состава этой части офиолитового разреза довольно значительны в Динаро-Эллинидах. Особенно за последние годы было показано, что они наиболее значимы при сопоставлении типовых разрезов двух зон:

Вардарской и Центральной офиолитовой в Югославии и их аналогов в Эллинидах. Так, в Центральной офиолитовой зоне в составе меланжа много осадочного компонента и, напротив, мало признаков тектонической дезинтеграции толщ, что дает основание для отнесения их к олистостромовому меланжу (Dimitrijevič et. al., 1976). Также любопытно, что в составе обломочного материала преобладают продукты разрушения и размыва континентально-корового вещества. Отчасти они сносились в виде турбидитов, но нередко и пачки, не имеющие градиционной слоистости. Большое место в разрезах занимают продукты древних склоновых оползней. Материнскими им, вероятно, были выходы древних кристаллических массивов и выходы герцинских и раннеюрских карбонатных толщ. Количество вулканического и обломочного кремнистого материала в меланже убывает по мере удаления от полей развития крупных олистолитов гипербазитов-пространственная их общность очень примечательна.

Еще более интересны такие признаки, как слабая тектонизация матрикса меланжа, отсутствие диапиров серпентинитов (протрузий) и принадлежность ультрабазитов и серпентинизированных их разностей к лерцолитам (Pamič et. al., 1979). Подчиненное место принадлежит гарцбургитам (28 %) и дунитам (2 %) (Dimitrijevič, 1974).

Центральная офиолитовая зона деградирует к северу, в районе Баниджа. Интересно, что именно в этой северной части зоны осадочная часть разреза складывается главным образом граувакками, субграувакками и глинистыми сланцами. Среди вулканитов, наряду со спилитами, имеются муджириты, кератофиры и кварцевые кератофиры, гранофиры. Ультрамафиты—лерцолиты, гранатовые пироксениты ассоциируют с амфиболитами (Madjer, 1979). Возраст (K/Ar) метapelитов в основании лерцолитов Мала Рудина—163 млн. лет, амфиболитов, ассоциирующих с метapelитами—166—171 млн. лет, амфиболитов в ассоциации с офиолитами—164 млн. лет (Madjer, 1979). Далее будет показано, что латеральные изменения в составе и строении Центральной офиолитовой зоны имеют место и в южном направлении, в Эллинидах. В районе серпентинитового массива Златибор на серпентинитах залегают мелководные глины, серпентинитокластические песчаники и конгломераты, выше они сменяются кремнями, известковыми отложениями с неритическими пелециподами и гастроподами средней-поздней юры. Офиолитовый бассейн этого района был мелководным и ненормальной солености (Bortolotti et. al., 1971).

Все эти данные показывают, что обстановка накопления радиолитов и других осадочных пород варьировала в широких пределах.

Вардарская офиолитовая зона складывается интенсивно тектонизированными породами кремнисто-вулканогенной формации с включением в тектонический меланж пород моложе юрских. Обычны проявления ультрабазитового диапиризма, но отмечается разнообразие исходного состава ультрабазитов: преобладание гарцбургитов, а также геохимическое различие однотипных ультрабазитов сравнительно с Центральной зоной (Maksimovič, 1974). В кровле, помимо базальтов, развиты кератофиры, в составе осадочных отложений много офиолитокластического материала и меньше континентально-корового.

Центральная и Вардарская офиолитовые зоны продолжают в структуре Эллинид. С продвижением на юг от внутренних Динарид (Центральной зоны) к Субпелагонийской зоне чаще картируются массивы ультрабазитов. Они имеют тектонические контакты с вмещающими породами и ассоциируют в пространстве с мощными кремнистыми породами и основными вулканитами. Меньшее место в разрезе занимает обломочный континентально-коровый материал. Латеральные изменения состава офиолитовой ассоциации с севера на юг в Эллиниды

имеют важное значение при палеогеографических реконструкциях. Рассмотрим разрез на западе зоны Отрис (Субпелагонийской). Кремнистые радиоляриты и красные известняки здесь перекрывают подущечные лавы, долериты, габбро и мощные ультрабазиты, достигая суммарной мощности в 5 км. Возраст осадочной части офиолитовой серии поскимериджский и заведомо досеноманский (Смит, Мурс, 1977). Силициты и другие ассоциирующие с ними осадочные породы гораздо чаще обособлены от вулканитов и слагают верхнюю половину разреза офиолитовой серии. Выявлено широкое развитие силицитов, имеющих градационную слоистость и, вероятно, выпадавших из турбидитовых потоков, сносивших радиоляриевые илы с вулканических поднятий во впадины (Nisbet, Price, 1974).

В Пиндской зоне позднеюрские глубоководные силициты—радиоляриты, яшмы латерально сменяются мелководными известняками района поднятия Гаврово и Пелагонийской зоны (Обуэн, 1967).

В т. н. «Ультрапиндской» зоне радиоляриты переслаиваются с оолитовыми известняками и брекчий известняков (западнее Стерны, в районе Козиакаса), в основании этих пород выступают мощные офиолиты (Scandone et. al., 1974).

Долериты и спилиты в зоне Отрис преобладают над ультрамафитами. Интересно, что в зоне Отрис крупные массивы перидотитов развиты в ее западной и восточной частях, тогда как в центральной части их выходы ограничены, поскольку перидотиты перекрыты отложениями верхней части разреза офиолитовой серии (Marinos, 1979).

Разрез массива Вуринос состоит из тектонизированных гарцбургитов, циклической толщи перидотитовых кумулятов, пироксенитовой переходной зоны, кумулятивной серии норитов, диоритов и гранофиоров. Верх офиолитового разреза слагают дайки, силлы, массивные потоки лав, включая пиллоу-лавы. Состав вулканитов меняется от базальтового до риолитового с преобладанием базальтовых андезитов (Beccaluva, 1979).

За последние годы были получены петрохимические данные об отнесении вулканитов офиолитовой серии Вуриноса к островодужным (Beccaluva et. al., 1979). Было показано (Naylor et. al., 1977), что офиолиты надвинуты на платформенные карбонаты юры и триаса и перекрыты позднеюрским обломочным комплексом (Айос Николаос). Позднеюрские отложения не могут быть отнесены к тектоническому меланжу—это стратифицированный комплекс с олистоформой, туфами, глинами и алевролитами. Предположение, что корневые зоны офиолитов были размещены юго-западнее Пелагонийского массива, но не в Вардарской зоне, недостаточно вески, поскольку имеются признаки сходства разреза осадочно-вулканогенной секции разреза Вуриноса и Вардарской зоны.

В подразделениях Вардарской зоны, в Алмопийской зоне выявлен полный разрез офиолитов, причем помимо спилитов, отмечаются кератофиры. Вулканиты чередуются с радиоляритами. Ультрабазиты представлены главным образом гарцбургитами. По краям развиты мелководные известняковые и туфовые формации. К северо-востоку в т. н. зоне Пайкон (также входящей в Вардарскую зону) метаморфизованные спилиты и кератофиры кимериджа?—титона (формация Ливадия) связаны по восходящему разрезу с конгломератами, песчаниками и с менее метаморфизованными спилитами и кератофирами (Смит, Мурс, 1977). Выше залегает трахит-шошонитовая серия нижнего мела (Mergier et. al., 1975), включающая песчаники и конгломераты.

Наконец, близ края Сербско-Македонского массива, в Пеонийской зоне преобладают карбонатные мелководные отложения позднеюрского возраста, ассоциирующие с риолитами, а сравнительно маломощные

офиолиты, принадлежащие западной ее части, выступают в виде надвиговых пластин по краю Пайконской зоны (Mercier et. al., 1975).

На юге Вардарской зоны, на полуострове Ситонья и Кассандра нижние потоки пиллоу-лав непосредственно перекрываются метаосадками с высоким содержанием сульфидов меди и железа, а выше они марганценосны (Burgath et. al., 1979). Петрохимически вулканиты занимают граничное положение между известково-щелочной и толеитовой сериями. Местами развиты дайки основного состава, прорывающие наиболее верхнюю часть разреза габбро, на юго-запад они сменяются комплексом параллельных даек. В верхней секции разреза пиллоу-лавы переслаиваются с пелагическими, а также насыщенными обломочным материалом осадками. Отложения титона несогласно перекрывают офиолиты. Метаморфизм вулканитов и осадочных пород относится к низким ступеням зеленосланцевой фации. Признаков метаморфизма высоких давлений не выявлено.

В современной структуре Динаро-Эллинид смежные тектонические зоны сочленены посредством надвигов. Несомненно, что офиолиты надвиговых пластин Пиндской и Отрисско-Субпелагонийской зон находятся в покровном залегании, поскольку надвинуты на мезо-кайнозойский метаморфизованный осадочный комплекс окна Олимпа. Возникновение надвигов многостадийное и датируется в интервале от эоцена, местами от мела до плиоцена включительно. Хотя формирование офиолитовых покровов приурочено к флишевому этапу развития региона (палеоген), более ранние фазы деформаций и одновременного регионального метаморфизма фиксируются в разрезе поздней юры-раннего мела, например, в зоне Отрис. Однако в Эллинидах не обнаружено сколько-нибудь значительных структур (т. е. надвигов и покровов), связанных с этой фазой (Смит и Мурс, 1977).

Соотношение мезозойских тектонических зон Эллинид и Малой Азии вскрывается на отрезке Эгейской дуги и Ликийского Тавра. Судя по всему, в этом пространстве структурно сочленяются позднеюрские офиолитовые прогибы апеннинского и вардарского типов с альб-поздне-меловыми офиолитовыми прогибами Тавра, а возможно и Кипра.

Исследования последних лет выявили ряд сходных черт мезозойских фаций Эллинид и западного Тавра. И хотя породы, принадлежащие структурным зонам Эллинид, как бы находятся в ультрааллохтонном залегании в пределах Эгейской дуги, детальное их изучение все же позволяет провести между ними корреляцию (Aubouin et. al., 1976). Выяснено, что метаморфиты, залегающие в основании покровов, относятся не к допалеозою, а представлены метаморфизованными породами мезо-кайнозоя и сопоставимы с разрезом Ионической зоны. Выше них следует ряд покровных пластин. Среди слагающих их комплексов различаются аналогичные известнякам зоны Гаврово-Триполицы, вулканогенно-осадочным образованиям зоны Пинда (покров Арви). Офиолиты Субпелагонической зоны коррелируются с покровом перидотитов Астероруссия, содержащим в основании метаморфиты, возможно, не только древние, но и относящиеся к мезозою (глаукофановая фация). На востоке Эгейской дуги (Карпатос) покров Астероруссия сменяется офиолитовыми олистолитами (свита Ксинодотио), размещенными в отложениях, сходных с разрезом зоны Пинда.

Исследования позволили выделить в разрезе мезозоя Эгейской дуги, наряду с мелководными, также глубоководные фации «океанического» типа Пиндской и Ионической зон Эллинид. Эти отложения слагают сложный пакет покровов. Важно, что становление офиолитов произошло до берриаса, поскольку олистолиты офиолитов перекрыты отложениями этого возраста. Основной этап структурообразования является третичным, между тем наличие доберриасских офиолитовых

олистолифов (Карпатос) и конгломератов в основании позднего мела (на Гавдосе) являются явными признаками проявления и более ранних тектонических фаз. Корреляция с фациями мезозоя Тавра определяется по аналогии между породами покрова Арви (диабазы, чередующимися с розовыми известняками), породами, входящими в состав т. н. «промежуточного» комплекса Ликийского Тавра, по сходству серии пород, развитых в Пиндской зоне с породами хаотического комплекса Ликийского Тавра. Наконец, и для Эллинид, и для Ликийского Тавра главные события покровообразования произошли в миоцене.

Безусловно, есть между ними и отличительные особенности. Прежде всего это то, что в Тавре тектонические движения конца юры отразились лишь в разрезе мезозоя западнее района Испарты, восточнее же они нигде достоверно не фиксируются. С другой стороны, проявленные по северному краю Аравийской плиты тектонические движения позднего сенона, выразившиеся в формировании покровов Омана, а в Центральном Иране, на Малом Кавказе, в центральной и северной Анатолии—чешуй и надвигов и гораздо реже покровов офиолитовых масс, в свою очередь весьма слабо отразились на истории развития мезозойских офиолитовых зон Динаро-Эллинид и Эгейской дуги.

2.7. АПЕННИНЫ И БАССЕЙН ТИРРЕНСКОГО МОРЯ

Породы мезозойской офиолитовой ассоциации слагают аллохтонные массы, шарьированные на восток вероятнее всего из области Тирренского моря и перекрывшие автохтонные и параавтохтонные комплексы миогеосинклинального и платформенного типа. Поэтому речь пойдет об областях размещения аллохтонных масс пород офиолитовой ассоциации в современной структуре региона, тогда как проблема их корневых зон остается весьма спорной. Наиболее крупные и хорошо изученные выходы пород офиолитовой ассоциации относятся к области западной или к т. н. внутренней Лигурии. Восточнее, во внешних Лигуридах породы офиолитовой ассоциации—крупнейшие олистолифы—входят в состав серии мелового-эоценового флишевого (постофиолитового) этапа развития региона. Выходы офиолитов известны и в юго-западной Тоскане. Геологическое строение центральных Апеннин маскируется мощными продуктами плиоцен-четвертичного вулканизма. Офиолиты выступают на поверхность южнее в Луканских Апенниннах и Калабрии.

В северных Апенниннах автохтоном для сложного пакета аллохтонных масс, включающих офиолиты, служит миогеосинклинальный комплекс, нижняя часть разреза которого карбонатная, верхняя—флишевая. Возрастная граница между этими двумя типами образований мигрирует с запада на восток от позднего мела до раннего миоцена. Более древние триасовые породы Тосканского автохтона выступают в тектонических окнах в долине Треббия, в Пьяченцских Апенниннах, у Сальсомаджоре (Парма) и юго-западнее и восточнее (Специя и Болонья).

Во внутренних Лигуридах породы офиолитовой ассоциации представлены полосой почти непрерывных выходов, объединяемых в т. н. надгруппу Вара (Elter, 1975). Почти повсеместно обозревается разрез лежащего крыла крупной опрокинутой антиклинальной складки, осложненной складками меньшего порядка (рис. 20). При воссоздании первоначального их соотношения гипербазиты займут соответственно место в нижней части разреза офиолитов зоны Бракко-Вара. Это серпентинизированные лерцолиты, в кровле которых залегает пачка офикальцитов, имеющая промышленное значение, как поделочный материал. Далее следуют толеитовые базальты, представленные массивными разностями

внизу и шаровыми разностями спилитов—в верху разреза. На базальтах залегает мощная свита силицитов (рис. 24, 25), преимущественно радиоляритов, выше постепенно сменяющихся микритовыми известняками с *Calpionella*, относящимися к берриасу-валанжину(?) (*Decandia*, Elter, 1970; Elter, 1972).

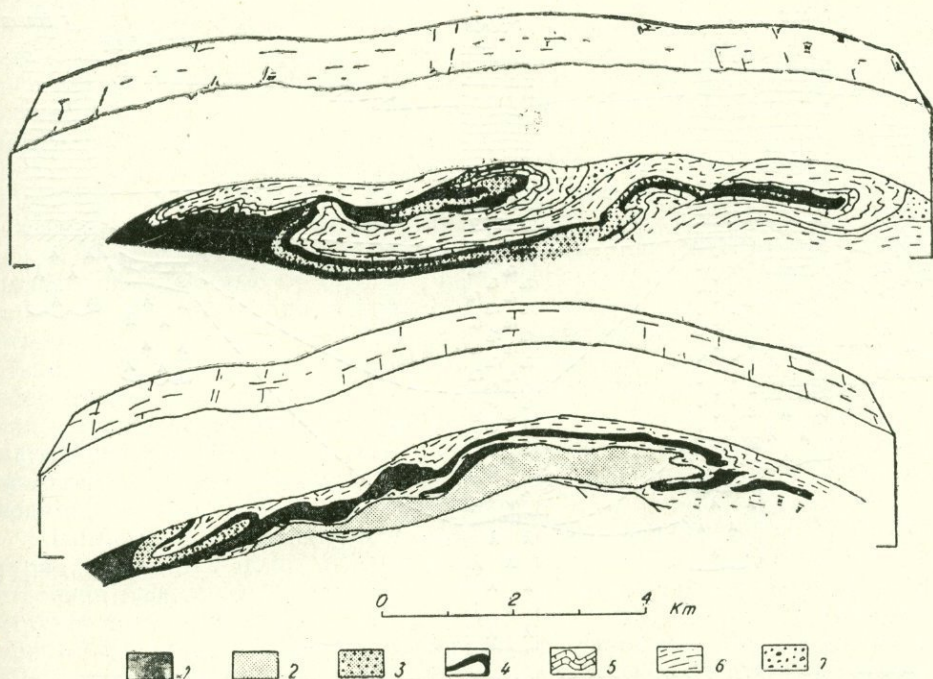


Рис. 20. Разрез офиолитовой серии долины Гравелья (верхний) и Бракко
1. Серпентиниты. 2. Габбро. 3. Диабазы. 4. Радиоляриты. 5. Известняки с кальпионеллами. 6. Глинистые сланцы Паломбини, долина Лаванья. 7. Глинистые сланцы с блоками палеоценового возраста. Примечание: разрезы относятся к покрову г. Готтеро. В основании Бракко выделяется покров Тосканы. (Elter, 1975).

Внутреннее строение и соотношение отдельных свит офиолитовой серии латерально меняются. Например, на юге зоны, в районе г. Леванто, в 1 км восточнее с. Рониссола, по нашим наблюдениям, выше серпентинизированных гипербазитов с офикальцитами в кровле развиты базальты, вмещающие до десяти мелких и одну крупную линзу силицитов (радиоляритов), а также глины и песчаники, чередующихся с радиоляритами и слагающих отдельные пачки. В кровле этого разреза отсутствуют известняки берриаса. Кремнисто-вулканогенная толща суммарной мощностью до 200 м перекрывается глинами и известняками свиты Паломбини (альб-сеноман?). Как видим, это принципиально иной тип разреза.

В районе г. Моззени и в ряде других пунктов свита силицитов непосредственно налегает на серпентинитах; базальты отсутствуют, либо резко сокращены в мощности. Мощности свиты базальтов и свиты силицитов нарастают в северной половине зоны. В верхах свиты силицитов появляются пачки известняков с кальпионеллами (берриас-валанжин). Рассмотрим несколько подробнее состав и строение каждой из свит, поскольку североаппенинский тип разреза является эталонным для последующих палеогеографических построений.

Свита силицитов имеет мощность от первых метров на юге до 150—200 м на севере (г. Трегин), наблюдается непостоянство состава слагающих ее пород. Фтанитоиды, занимающие положение в основании разреза свиты, к северу от с. Баргона, в ряде пунктов включают обломки кремневых деревьев, а выше по разрезу содержат пачку конгло-

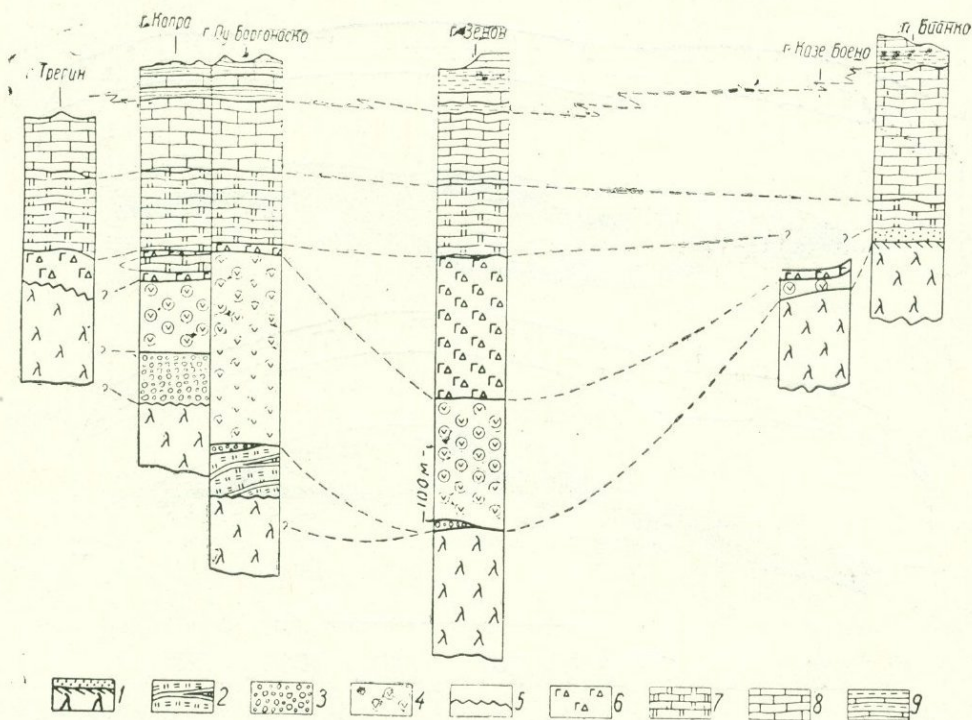


Рис. 21. Типы разрезов офиолитовой серии северных Апеннин (район Баргонаско)

1. Лерцолиты. 2. Серпентинизированные перидотиты с комплексом даек. 3. Офикальциты. 4. Толенты массивные в основании и шаровые—в верхах разреза. 5. Несогласное налегание. 6. Габбровая брекчия. 7. Радиолариты с пачками глинистых разностей. 8. Известняки мелко-микрозернистые с кальпионеллами. 9. Глинисто-известняковая толща Паломбини (Galbiati et. al., 1976)

ратов и брекчий офиолитокластического состава. Следующие выше силициты (главным образом радиолариты) ритмично чередуются с глинистыми разностями. Иногда в них отмечается косая слоистость, довольно часто на нижней поверхности напластования кремней—знаки ряби наддонных течений. Наблюдения под микроскопом приводят к выводу о наличии тонкой градационной слоистости в строении слоев радиоларитов. Сходный тип разреза свиты силицитов наблюдается в долине р. Гравелья, у Понти Лагоскуро, в 5 км южнее местечка Реппия. Как и в предыдущем разрезе, наиболее тонкослоистые разности силицитов слагают среднюю часть его, в основании свиты развита пачка фтанитоидов; наконец, в кровле силициты сменяются микрозернистыми известняками с кальпионеллами, причем имеется промежуточная пачка (20 м) чередующихся известняков и глинистых силицитов.

В зоне сокращенных мощностей силициты имеют ряд отличительных особенностей. В районе Рокетта ди Вара силициты включают прослои габброкластических песчаников, в 2 км южнее Понти Лагоскуро, по долине р. Гравелья, нижняя часть разреза свиты насыщена кремнистыми пелитовыми туффитами, при этом суммарная мощность свиты

достигает лишь 50 м, а переход к известнякам с кальпиевыми резкими, без промежуточной пачки чередующихся известняков и радиоларитов.

Мощности свиты вулканитов наиболее значительны в центральной и северной частях района (до 400 м) и сокращаются на юге. Как отмечалось, в основании свиты развиты массивные лавы, а в верхней части — шаровые. Для шаровых лав характерна стекловатая внешняя часть, представленная гиадокластовым материалом. Им же выполняются промежутки между шарами, диаметр которых достигает 1—1,5 м. В шаровых лавах обнаруживаются прихваченные обрывки силицитов и известнякового материала. Преобразованы вулканиты в пренит-пумпеллитовой фации. Петрохимически эффузивы относятся к толеитовой серии. Вулканические брекчии имеют второстепенное значение в разрезе свиты вулканитов.

В районе местечка Рокетта ди Вара и в ряде других мест наблюдались своеобразные габбровые брекчии, содержащие в кровле габбро-кластические песчаники и гравелиты. Последние в виде пропластков отмечались и в основании разреза свиты силицитов. Характерно отсутствие, либо крайне малое количество цемента в габбровой брекчии, обособление в ее внутренней структуре участков более «литых» брекчий, отсутствие окатанных обломков. Не исключено поэтому первично магматическое брекчирование с последующим размывом брекчий в эрозийных окнах морского дна, что дало начало накоплению производных габброкластических песчаников.

Петрологическое изучение офиолитового разреза внутренних Лигурид (Beccaluva et. al., 1979) показывает, что помимо лерцолитов, в их строении выделяются перидотит-габбровый комплекс с кумулятивными структурами и плагиогранитами. Среди них определены ультрамафитовые кумуляты — плагиоклазсодержащие дуниты и верлиты, затем Mg — метагаббро: троктолиты, оливиновое габбро, клинопироксеновое габбро, реже габбро-нориты. К группе Fe — габбро относятся Fe-габбро и Fe — долериты, Fe — диориты, к плагиогранитам — также трондьемиты и кварцевые диориты. В разрезе вулканической толщи выделяются массивные и пиллоу-лавы базальтового состава, более кислые дифференциаты не выявлены. Определяются также дайки базальтов, но комплекс параллельных даек отсутствует.

О латеральных вариациях офиолитовой ассоциации Лигурии данных пока недостаточно. Крупные олистолиты офиолитов и силицитов в меловом-палеогеновом флише восточной, т. н. внешней Лигурии отличаются по петролого-литологическим признакам. По сравнению с внутренними Лигуридами, т. е. западными, которые находятся ближе к предполагаемым корням офиолитовых покровов, весьма малое распространение имеют габброиды, отсутствует габбровая брекчия. Геохимия лерцолитов указывает на менее истощенный состав верхней мантии; базальты (г. Маджораска) также геохимически отличны от их аналогов внутренней Лигурии по содержанию несовместимых редких элементов, более обогащены они редкоземельными элементами, что объясняется выплавлением из менее истощенной толеитовой магмы (Beccaluva et. al., 1979).

В обнажениях западнее г. Сансеполькро можно наблюдать в составе кремнистой части разреза офиолитовой серии преобладание более кирпично-бурых тонкослоистых силицитов с частыми прослоями глинистых, а в верхней части разреза зеленовато-кремнистых разностей, кроме того, в низах разреза не отмечаются темно-серые кремни, подобные фанитоидам (по представлениям итальянских геологов, они имеют примесь пирокластического материала) и характерные для разрезов

внутренней Лигурии. Переход к кальциево-известнякам повсеместно постепенный.

Условия накопления этой разновидности офиолитовой ассоциации в первом приближении интерпретируются как периконтинентальные или же в полях возникновения континентальной коры (Beccaluva et al., 1979).

К юго-востоку от лигурийских протяженных выходов офиолитовая ассоциация обнажается в целом ряде мест в центральной Тоскане. Примером являются обнажения офиолитов в районе г. Сиены, между Мурло и Пари. Залегают породы офиолитовой ассоциации на автохтонном триасе—субстрате Тосканского комплекса и перекрываются несогласно континентальным и морским неогеном (Vignacchi et al., 1980). В составе офиолитовой ассоциации различаются серпентиниты, метагаббро, большое число даек metabазальтов, пересекающих только метагаббро («шитед» комплекс или комплекс параллельных даек, как и в других выходах офиолитов Италии, отсутствует). Наконец, выше следуют пиллоу-лавы. Их перекрывают кремнистые известняки и мергели, а также силициты верхнеюрского возраста мощностью до 250 м. Выше по разрезу залегают довольно обычные для офиолитовой зоны Апеннин мергели и глинистые отложения мелового возраста (формации Мурло и Паломбини).

Состав серпентинитов, судя по реликтам оливина, орто-и клинопироксена, лерцолитовый. Над габбро нередко залегает габбровая брекчия типа Бонасолла. Местами брекчия перекрыта кремнями (подобные же брекчии выявлены в виде пачек в формации Мурло). В брекчии присутствует примесь обломков серпентинитов и metabазальтов, офикальцитов и кремнистых пород. Пиллоу-лавы имеют интерсертальную, а местами микрогранулярную структуру, с реликтами микрофенокристаллов плагиоклаза и клинопироксена. Вулканыты и габбро преобразованы в фации зеленокаменного метаморфизма (альбит, роговая обманка, тремолит-актинолит, хлорит, эпидот, пренит). Переход пиллоу-лав к кремням нередко обозначается минерализацией марганца и меди. Переход от известняково-кремнистой толщи к формации Мурло постепенный.

Принципиально сходное строение имеет разрез офиолитовой серии на юге Апеннин: в низах—габбро-ультрамафитовый, выше—базальтовый и еще выше—осадочный комплексы. Однако известны редкие примеры, когда вулканыты чередуются с радиоляритами и аргиллитами юры, например, в разрезе, пройденном скважиной Молизе Саннио, близ Фросолоне (Argenio et al., 1975). Исследования последних лет показали, что в северной Калабрии и Луканских Апеннинах офиолитовая ассоциация входит в состав двух толщ, представляющих тектонические пластины. Отличаются они и по литологии и степени метаморфизма. Обе пластины надвинуты на карбонатные миогеосинклинальные отложения запада Апулийского «кратона», возраст которых определяется от среднего триаса до миоцена включительно. Офиолиты нижней пластины состоят главным образом из железистых мафических интрузивов (метагаббро). Серпентинизированные ультрамафиты (лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты) слагают изолированные мелкие тела среди метаседиментов и часто сами включают блоки основных офиолитов и амфиболитов. Встречены также гранофиры. Метаседименты нижней пластины соответствуют исходным пелитам, известнякам и кварцевым аргилитам (формация Фридо). Предполагается первоначальный стратиграфический контакт между формацией Фридо и базальтами офиолитов. Породы формации Фридо и включения в ней метаморфизованы в условиях глаукофановой фации с наложением зеленосланцевого метаморфизма. Меланж офиолитов с метаморфическими породами континен-

тально-корового происхождения и метаосадками встречен в северной части региона.

Офиолиты верхней пластины (верхнего офиолитового комплекса) состоят преимущественно из метабазальтов: пиллоу-лав и пиллоу-брекчий—афировой и порфировой структуры, прорванных дайками мафического состава. В химическом составе пиллоу-лав отмечено повышенное сравнительно с абиссальными толеитами содержание титана, циркония. Габбровый комплекс представлен редкими телами магнезиального габбро, интродуцированными метадиабазами. Эти породы метаморфизованы в условиях хлорит-пумпеллиновой и лавсонит-актинолитовой субфаций (Богатиков и др., 1981). Комплекс параллельных даек отсутствует. Осадочная покрывка над пиллоу-лавами представлена алевролитистыми, глинистыми сланцами, радиоляриевыми кремнями, сланцеватыми глинистыми известняками, сложащимися с пачками кварцевых аренитов. Южнее (нижняя Крати, берег Тирренского моря) над эффузивными породами, пиллоу-лавами, гиалокластитами залегают радиоляриевые кремни и глинистые сланцы, а выше по разрезу кальпионелловые известняки (с терригенной примесью) титона-неокома. На обе офиолитовые пластины надвинут мощный комплекс, представленный главным образом метаморфическими породами, возраст которых определяется в широком интервале от дотриаса до раннего мела и включает метавултрабазиты, интродуцированные гранитоидами пермо-карбона. Комплекс мантийных вултрабазитов, кумулятивных габбро и толеитовых базальтов, а также перекрывающих их известняков, кремней и терригенных осадков—кварцевых аренитов (обстоятельство, очень важное для палеогеографии) представляют скорее образования периконтинентальной обстановки (Lanzafame et. al., 1978, 1979).

Кратко рассмотрим офиолитовую ассоциацию Корсики (Beccaluva et. al., 1977). Основание сводного разреза офиолитов Корсики слагают ультрамафиты (главным образом лерцолиты), далее следуют мафиты (троктолиты, ферригаббро и кислые остаточные породы). Обособленное место выше (?) по разрезу занимают гипабиссальные массивные долериты. Наконец, верхнюю часть слагают пиллоу-лавы с некоторым числом даек. Офиолиты перекрываются радиоляритами, известняками мальма. Среди офиолитов Корсики удается выделить две офиолитовые пластины.

Относительно небольшие обнажения офиолитов района Баланье, сравнительно слабо метаморфизованных, сопоставляются с офиолитами Лигурии. Представлены они базальтовыми лавами, лавокластами, изредка вариолитами, гиалокластитами и брекчиями. Среди лав отмечены афировые и порфиновые разности. Эти породы преобразованы в пренит-пумпеллиновой фации. Наряду с толеитовыми, обнаруживаются субщелочные и реже—щелочные (калиевые) базальты. Радиоляриты переслаиваются с оолитовыми известняками (Abbate et. al., 1972), которые являются переотложенными.

Вторая пластина, более крупная, слагается известковыми сланцами и метавулканитами, выходы которых протягиваются на восточном берегу острова от Рольяно до Алерия. Здесь, помимо метабазальтов (празинитов), разрез слагают яшмы, мраморизованные известняки, известняковые сланцы и кварциты, которые коррелируются с известняково-яшмовой толщей берриаса-валанжина Лигурии, а также известняковыми сланцами Паломбини Апеннин. Вулканическая свита имеет сложное строение и латерально включает осадочные породы. Ее характеризуют чередующиеся метавулканиты (лавокласты и гиалокласты, а также туфы и туффиты), известняковые сланцы (парасланцы). Латеральные изменения состава довольно резкие.

К югу от Корсики в акватории Тирренского моря на ряде подводных поднятий были обнаружены обломки оливиновых базальтов, сер-

пентинизированных гипербазитов, сходных с лигурийскими по степени метаморфизма. Предполагается продолжение корсиканских офиолитов на юг и их подводное местоположение к востоку от Сардинии (Wesel et al., 1980).

2.8. АЛЬПЫ

Офиолиты широко развиты в Пьемонтской зоне Альп (рис. 22). С запада она ограничена зоной Бриансон, сложенной платформенным комплексом позднего палеозоя-триаса. Пьемонтскую зону принято подразделять на две подзоны развития офиолитов: Комбин и Церматт-Саас (Dal Piaz et al., 1975). В зоне Комбин в основании офиолитов выступают породы позднего палеозоя-триаса и известняки лейаса. Выше них следует комплекс известняковых сланцев и офиолитов, причем в его нижней части развиты чередующиеся известняковые сланцы и празиниты (метабазальты и туфы), а в верхней—радиоляриты (с концентрациями марганца), а также другие пелагические осадки, включая известняки. Метаморфизм этих пород выражен слабее, на уровне начальных ступеней зеленых сланцев. Радиологически время метаморфизма датируется эоценом. Отмечены тектонические соотношения между офиолитовой серией и известняками триаса-лейаса, так же как между отдельными пластинами в самой офиолитовой серии (рис. 23). Серпентинизированные гипербазиты имеют подчиненное развитие. В шаровых лавах диабазового состава нередко прокладки и мелкие линзочки микрозернистого известняка; диабазы, кроме того, включают вулканические брекчии и литокластические туфы (?). Среди пачки радиоляритов отмечаются брекчии серпентинитов с кальцитовым цементом (офикальциты). В подзоне Церматт-Саас накопление офиолитовой ассоциации, вероятно, произошло на меланократовом основании (Dal Piaz et al., 1975) в обстановке более «океанической». Офиолиты (метаофиолиты) представляют часть крупного покрова и состоят из крупных глыб ультрабазитов, метагаббро и метабазальтов с подушечной отдельностью. Есть участки, где метабазальты включают вулканомиктовые отложения и линзы радиоляритов, однако они составляют исключение, как и в северных Апеннинах. Свита радиоляритов составляет верхнюю часть разреза офиолитовой серии. Она включает пелитовые породы, иногда пелагические известняки, а также олистолиты (?) офиолитов или конседиментационную примесь вулканического материала, принадлежащего офиолитам. Радиоляриты местами содержат стяжения марганца.

Офиолитовая серия местами имеет весьма сложное строение. В районе Монте-Визо выделяется (Comagnoni et al., 1979) несколько тектонических пластин, в каждой из которых обнаруживается тот или иной набор пород, принадлежащих метаморфизованной офиолитовой ассоциации. Пластина Коста-Тицино, например, состоит из хорошо сохранившегося разреза метагаббро, метабазальтов и метаосадочных образований. Метагаббро массивные мелкозернистые до пегматитовых. Картируются вытянутые протяженные линзовидные тела габбро и мелкие тела мафитовых-ультрамафитовых кумулятов со слоистой текстурой. Эффузивная толща состоит из метабазальтов массивных, а выше пиллоу-лав (афировых и порфирировых), а также брекчиевидных разностей. Менее метаморфизованные базальты относятся к толеитам. Типичного комплекса параллельных даек не выявлено. Базальтовые дайки имеются в верхних габбро. Метаосадки представлены богатыми кварцем слоистыми сланцами и реже метакремнями.

Породы офиолитовой серии подвержены многостадийному метаморфизму: первая стадия рассматривается как «океаническая» (образование бурой и зеленой роговой обманки), а последующие три альпийские

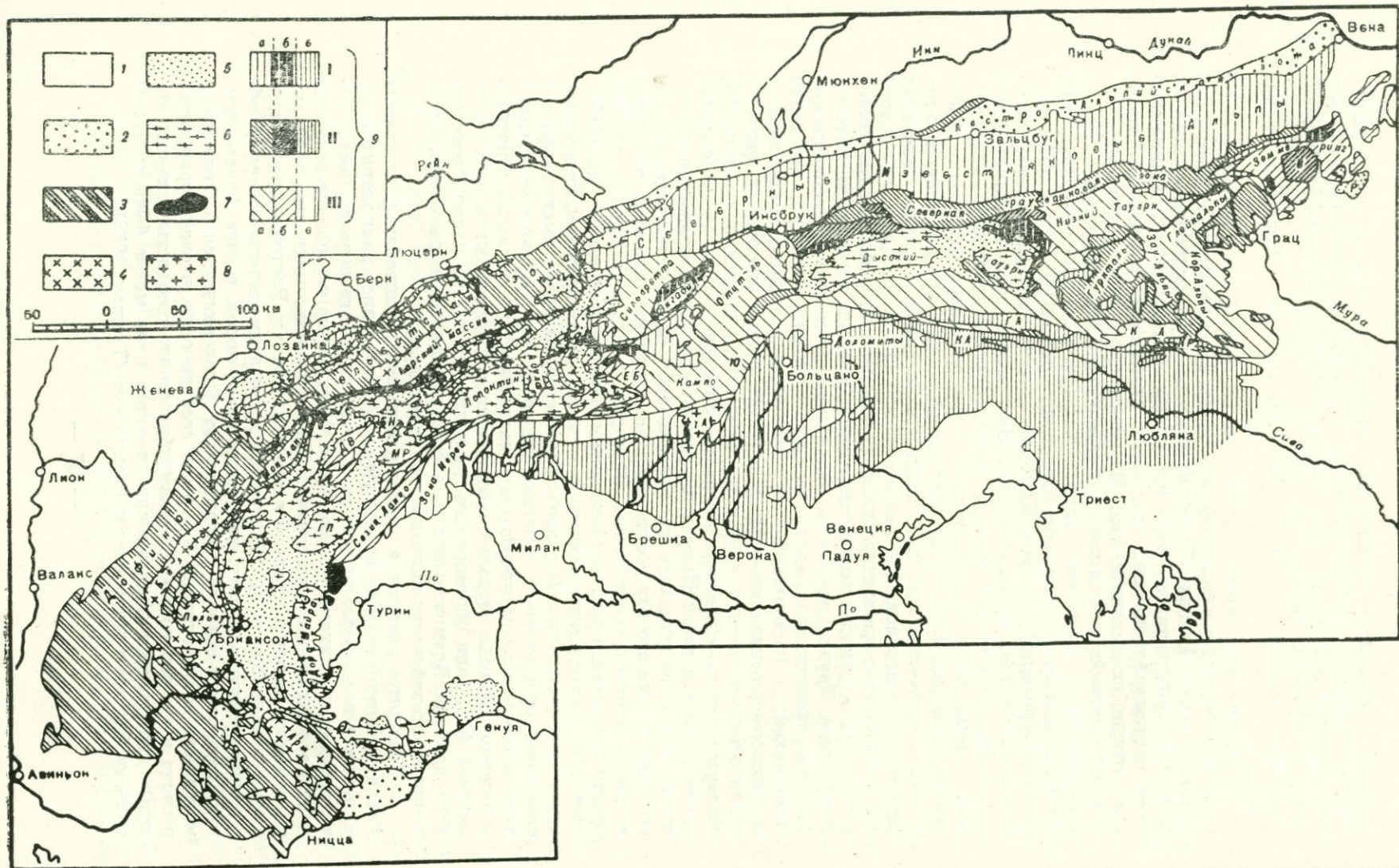
(ранние и поздняя)—эклогитовая, глаукофановая датируются радио-логически 100, 80, 90, и 30—40 млн. лет (Dal Piaz et. al., 1975). В редких реликтах минеральных агрегатов выявляется метаморфизм лавсонит-глаукофановой фации, сопоставимый с калабрийским этапом метаморфизма, возраст которого 120—140 млн. лет (Багатилов и др., 1981).

Строение офиолитовой серии зоны Церматт-Саас и Лигурии сходно по положению в разрезе офикальцитов. На юге зоны Церматт-Саас, в Итальянских Альпах (Вольтри) офикальциты размещены либо на контакте серпентинитов с вулканическими образованиями, либо на контакте метаморфизованных осадочных отложений, налегающих непосредственно на серпентиниты. Изучение парагенезов минеральных новообразований показывает, (Cortesogno, 1980) их разнообразие в зависимости от первичного литологического состава офикарбонатов. Уровень их метаморфизма отвечает эклогитовому (10 кб и 450°C).

К северо-западу от зоны Бриансон известно несколько мелких выходов офиолитов, принадлежащих Валлисской зоне западных Альп.

Разрез Валлисской зоны включает породы основания—мелководные известняки и доломиты, местами с эвапоритами среднего и верхнего триаса (Lemoine, 1972, 1973). Офиолитов мало и они размещены в метаизвестняках—аналогах т. н. блестящих сланцев Пьемонта, имеющих верхнеюрский возраст. Т. н. лептогеосинклинальных осадков в этой зоне нет. Соотношение офиолитсодержащих осадков с дотриасовым гнейсовым основанием и триасом осложнено тектоническими движениями и метаморфизмом. Трудно различить природу одних и других соотношений (стратиграфических и тектонических), однако, очевидно, что и для Валлисской, и Пьемонтской зон блестящие сланцы с их триасовым комплексом в основании играют большую роль в строении осадочного чехла кристаллических ядер фундамента Пеннинской зоны в целом. Метаизвестняки—«бюнднершифер» Валлисской зоны и блестящие сланцы краевой части Пьемонта, содержащие малые количества офиолитов, могут представлять выполнение либо более или менее вытянутых трогов, или это отложения осадочных призм вдоль края редуцированной континентальной коры (Lemoine, 1972). Вопрос о возрасте блестящих сланцев остается между тем спорным. Бернулли и др. (1977) отмечают ошибочность ранних представлений о широком возрастном диапазоне (юра-нижний эоцен) блестящих сланцев, выступающих в основании офиолитов и залегающих среди них. «Довольно скудные данные говорят о том, что большая часть блестящих сланцев относится к нижнему мелу...», и далее: «большинство эффузивных членов офиолитовой формации образовалось, по-видимому, где-то между барремом (?) и альбом». Возможно, что возраст их латерально меняется в направлении от осевой части палеопргиба к его краям.

Офиолиты развиты в гораздо меньших масштабах в восточных Альпах. На западном краю восточных Альп возраст радиоляритов определяется позднеюрским временем, отложения эти перекрываются известняками с аптихами раннего мела. Местами на их границе залегают красные нодулярные известняки. Максимальная мощность радиоляритов наблюдается в северной части т. н. нижнего Восточноальпийского пояса (покров Карунгас). В зоне Самедан радиоляриты содержат обломочную примесь кислых кристаллических пород, в зоне Ароза—примесь слюдистых сланцев и перидотитов. Подчеркивается важное место материала континентальной коры в составе офиолитовой серии этого региона и его основания. Главным образом это слюдистые сланцы, которые картируются в целом ряде пунктов и не могут быть отнесены лишь «к блокам в тектоническом меланже» (Trumpry, 1975).



Офиолиты выступают из-под ниже—и верхневосточноальпийских покровов в виде тектонического окна района Тауэрн. Кристаллический фундамент состоит главным образом из гранит-гранодиоритовых и аплитовых ортогнейсов («центральные гнейсы»), представляющих продукты полифазного варисцийского(?) плутонизма, метаморфизованные в альпийский цикл (Dal Piaz, et al., 1975). Каменноугольно-триасовый чехол представлен молассой пермско-триасового возраста (комплекс слюдистых сланцев с галькой гнейсов типа основания) и более молодыми (местами раннеюрскими) эпиконтинентальными известняковыми и кремнистыми отложениями, метаморфизованными в мраморы и кварциты. «Центральные гнейсы» и их чехол тектонически перекрыты покровом известковых сланцев и зеленосланцевых пород. В разрезе покрова при более подробном анализе были выявлены первичные породы: известняки, радиолариты и офиолиты. Вероятнее всего их возраст юрский-раннемеловой. Весь комплекс метаморфизован в фации зеленых сланцев с переходом к амфиболитовой фации.

Исследованиями (Hock, 1980; Ноеск, 1981) офиолитов Тауэрн выделены три свиты зеленосланцевых пород с амфиболитами и серпентинитами. Мелкие тела серпентинитов (гарцбургитов) и габбро размещены в основании первой и второй свит. Они скорее относятся к кумулятивному комплексу. Комплекс параллельных даек отсутствует. Связанные с ними метабазалы по петрохимии близки к толеитам океанического дна (массивные разности, изредка с реликтами пиллоу и гиалокластитами). Весь магматический разрез перекрыт маломощной (до 5 м) пачкой кварцитов, или же непосредственно блестящими известковыми сланцами (калькашисты). Третья свита имеет иной состав—включает метабазалы щелочной серии, содержит пачки туфов и чередующихся с ними метаосадков. По петрохимии и геохимическим признакам базальты могли возникнуть в условиях микроокеанического бассейна.

Комплекс известковых сланцев и зеленосланцевых пород имеет явно аллохтонное залегание. Это крупный покров со сложной внутренней складчатостью, также местами интенсивно кливажированный. Его корневые зоны располагаются, вероятно, севернее, на границе с блоками континентальной палеокоры.

На восточном конце Альп аллохтонные массы офиолитов Пеннинской (Пьемонтской) зоны выступают в виде тектонических окон: Рехнитц, Бернштейн и Мелтер. Метаморфизованные осадки—филлиты, сланцы, кварциты, граувакки, а также метаофиолиты объединены в серию Рехнитц. Ее основание слагают зеленосланцево-филлитовая тол-

Рис. 22. Схема основных геолого-тектонических элементов Альп (Белов, 1981).

1—третичный и четвертичный осадочный чехол; 2—флишевые серии различных тектонических элементов и флишевые шарьяжи; 3—4—Гельветская область: 3—пермско-мезозойско-третичный чехол, 4—доальпийское кристаллическое основание и каменноугольный чехол; 5—6—Пеннинская область: 5—пермско-мезозойско-третичный чехол, 6—доэоценовое основание; 7—ультрабазитовые породы Ланцо; 8—альпийские гранитные интрузии; 9—Австро-Альпийская область и Южные Альпы (а—верхние и средние Австро-Альпийские покровы, б—нижние Австро-Альпийские покровы (включая зону Сезия-Ланцо и серию Аролла), в—Южные Альпы (включая кинцитито-диоритовую зону Ивреа и серию Вальпеллин в покрове Дан-Бланш); I—пермско-мезозойско-третичный чехол, II—палеозойский чехол, III—доальпийское кристаллическое основание, включая кварц-филлитовые серии. А—Айзенкаппель; γ А—граниты Адамелло; Арж—Аржентьер; БН—покров Бернар; В—Вехзель; ГА—Гайльштадтские Альпы; ГМ—Готтардский массив; ГП—Гран Паради; ДБ—Дан Бланш; ЕБ—Ерр-Бернина; К—Клагенфурт; КА—Карнийские Альпы; КР—Караванки; МР—Монте-Роза; Р—Рехнитц; Ш—Шнеберг; ЭР—Эгюй Руж; Ю—линия Юдикария

ща, на которую тектонически надвинуты конгломераты, содержащие обломки доломитов среднего триаса. Крупные тела зеленосланцевого состава и серпентинитов (апоперидотитов) и габбро размещены в верхней части разреза. На периферии серпентинитов отмечены офиокальциты. Выявлен также комплекс параллельных даек. Основные вулканические породы относятся к толеитам, пиллоу-лавы не обнаружены (Koller

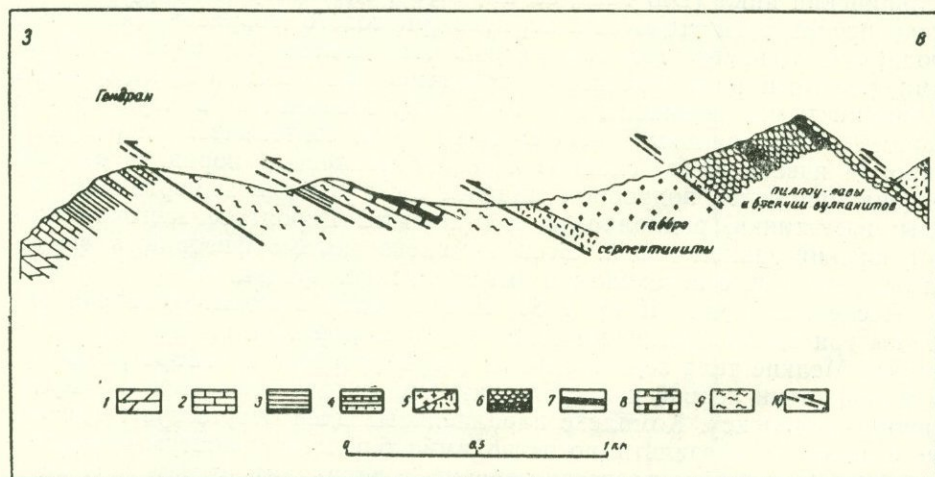


Рис. 23. Геологический разрез района г. Гондран, Пьемонтская зона Альп (Bougon et. al., 1975).

1. Доломиты норийского яруса. 2. Известняки ретского яруса. 3. Известковистые сланцы, нижний лейас. 4. Известковые сланцы и брекчии, верхний лейас. 5. а) Серпентиниты, б) габбро. 6. Пиллоу-лавы и брекчии основных вулканитов. 7. Радиолариты, верхняя юра? 8. Известняки, верхняя юра? 9. Сланцеватые известняки (формация Реплатте, неоком?). 10. Разломы (взбросы).

et. al., 1980). По границе покрова Рехнитц и выше развиты голубые сланцы и многочисленные слои альбититов. Филлитовые породы латерально сменяются карбонатными сланцами. В разрезе филлитов наблюдаются пакки метаморфизованных конгломератов и редко—радиоларитов.

Сопоставление показывает, что офиолитовая ассоциация Альп и особенно западной части очень схожа с офиолитовой ассоциацией Апеннин. Однако в восточных Альпах появляются признаки, отличные от типового апеннинского разреза. Имеется в виду наличие значительной примеси терригенного материала в составе осадочных толщ, заметное место в этой секции разреза глинистых отложений, а среди вулканитов—более широкое развитие эксплозивных продуктов. Местами офиолитовая ассоциация в верхах разреза состоит из чередования вулканитов и осадочных пород. В районе Идалл центральных Альп выступающие в тектоническом окне Энгадин стратифицированные породы офиолитовой серии верхней юры-раннего мела (Dauget, 1980) состоят из чередования массивных пиллоу-лав, гиадокластитов, туфов и туффитов с глинистыми сланцами и редко (покров Буэркелкопф) радиоларитов. Метаморфизм их отвечает низким ступеням фации зеленых сланцев и глубинному эпигенезу (цеолитизация).

2.9. СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ФОРМАЦИИ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ

Офиолитовая серия Средиземноморья включает, как было показано выше, осадочную и вулканогенную толщи, которые разобщены по

восходящему разрезу. Базальты залегают на ультрабазитах, выше них размещена радиоляритовая свита, далее вверх по разрезу и латерально сменяющаяся известняковой свитой.

Кремнистая (радиоляритовая) свита залегает на неровном вулканическом рельефе и в базальных слоях силициты содержат обломочную примесь подстилающих вулканических, ультраосновных и основных (габбро) пород. Характерны также значительные вариации мощностей и той, и другой свит. Соответственно, могут быть выделены две группы формаций: вулканических и осадочных.

Группа вулканических формаций

Базальтовая формация Лигурии. Основные типы пород и латеральные их вариации, а также мощности формации были рассмотрены выше. Дополнительно отметим, что для разреза формации характерен парагенез массивных базальтов и долеритов—в нижней половине разреза и широкое развитие шарохов лав—в верхней половине. Петрохимически лавы относятся к толентам и сходны с толентами океанического дна современных океанов. В отличие от данной формации области Лигурии, в Альпах в зоне Церматт-Саас среди базальтов нередки вулканокластические продукты. Во всех разрезах среди пиллоулав местами обнаруживаются примазки и выполнения промежутков кремнистыми и известняковыми образованиями—это говорит о том, что вулканизм проходил на фоне известково-кремнистой седиментации, но в силу несоизмеримости скоростей накопления продукты вулканизма ограничивали возможности возникновения самостоятельных слоев и пачек осадочных пород.

Вулканокласто-эффузивная базальтовая формация. Парагенез массивных базальтов с пиллоу-лавами, долеритами, а также с вулканокластическими брекчиями, туфами и гиалокластитами показателен для офиолитовых разрезов Корсики, некоторых частей Калабрии, а также восточных Альп и района Тауерн. При этом интересно, что помимо толентов, встречены субщелочные и реже щелочные базальты.

Базальтовая формация Кипра (Троодос). Подобно лигурийским разрезам здесь также имеет место разобщенное по разрезу положение вулканической (низы) и осадочной толщ офиолитовой серии. Отличие заключается, во-первых, в наличии признаков слабой дифференцированности от базальтов к кератофирам, причем в верхней части разреза отмечены и покрыты; во-вторых, вулканический комплекс пересекается параллельными дайками («шитед-комплекс»—в его классическом виде). Весьма неоднозначно решается вопрос о петрохимической сериальности вулканитов Троодоса (Miyashiro, 1973, 1975, Колман, 1979).

Группа кремнисто-вулканогенных формаций

Граувакково-кремнисто-вулканогенная формация Вардарской офиолитовой зоны. Парагенез обломочных пород с туфами, эффузивными породами, а также известняками, радиоляритами и туффиитами характерен для формации. Выявляется довольно большое распространение среди обломочных толщ офиокластического материала. В сходной формации северной части Центральной офиолитовой зоны Динарид преобладает обломочный материал терригенный, за счет размыва более древних толщ, вероятно, Пелагонийской зоны. Вулканиты Вардарской зоны петрохимически заметно отличаются от толентов океанического дна и среди них нередко андезиты, а также кератофиры известково-щелочной серии.

Группа осадочных формаций.

Кремнистая (радиоляритовая) формация Лигурии. Для строения формации характерно чередование кремней с глинами. В пачках ленточных радиоляритов наблюдаются признаки градационной слоистости. В основании разреза формации нередки марганценозные силициты, базальные слои нередко песчанистые с обилием офиолито-кластической примеси. Подобная же ассоциация осадочных пород выявлена и для зоны Церматт-Саас в западных Альпах. Участками в разрезе отмечаются пачки микритовых известняков.

Кремнистая формация Кипра (Троодос). Маломощные радиоляритовые отложения несогласно перекрывают вулканы офиолитовой серии. В их основании широкое развитие имеют марганценозные и железистые осадки-умбры и охры Кипра, с давних времен используемые в промышленных целях. Отличие от формации лигурийского типа заключается не только в сравнительно меньших ее мощностях и объемах, но также в сравнительно большей металлоносности базальных слоев, в преимущественном развитии радиоляритов халцедонового состава (в Лигурии это микрозернисто-кварцевые радиоляриты), в чередовании серых и красных обогащенных железом радиоляритов, наконец, здесь более ограниченное развитие имеют кремни с градационной структурой. Возраст этих отложений среднемеловой (возможно до сантона включительно), тогда как в Лигурии—позднеюрский-валанжинский.

Кремнисто-известняковая формация центрального Средиземноморья. Строение формации характеризует *парагенез* известняков, мергелей, радиоляритов и других силицитов. Преобладающими являются карбонатные породы. Формация развита в офиолитовых разрезах Корсики, Тосканы, в Пиндской зоне Эллинид. Возрастной интервал накопления сходен с кремнистой формацией Лигурии.

Песчано-кремнисто-известняковая формация центрального Средиземноморья. Для строения формации характерен *парагенез* глин, песчаников, известняков, радиоляритов, реже конгломератов. Состав терригенной компоненты аренитовый, либо граувакковый. Характерные разрезы формации относятся к массиву Златибор в Динаридах, Луканским Апеннинам и Калабрии, восточным Альпам (покрыт Рихнитц и др.). Возрастной интервал накопления близок к таковому кремнистой формации.

3. РЯДЫ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ФОРМАЦИЙ И ВОПРОСЫ ТИПИЗАЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОФИОЛИТОВЫХ СЕРИЙ МЕЗОЗОЯ

Формации группы вулканических формаций Апеннин, Альп и зоны Отрис Эллинид, т. е. базальтовая и вулканокласто-базальтовая формации, вверх по разрезу сменяются осадочными формациями: кремнистой, кремнисто-известняковой, известняковой и песчано-кремнисто-известняковой. Эта группа формаций обнаруживает тесную связь с историей развития офиолитовых прогибов и относится к офиолитовой серии. Выше них следует ряд формаций, глинисто-мергельной и флишевых, в интервале от раннего мела до палеогена включительно. Таковы характерные для Апеннин и части Альп особенности размещения формаций в надофиолитовом разрезе. Вдоль простирания офиолитовых сутур базальтовая и вулканокласто-базальтовая формации, видимо, взаимно замещают друг друга. Примеры перехода имеются от западных к восточным Альпам. По направлению к обрамлению базальтовая формация

местами замещается граувакково-кремнисто-вулканогенной субформацией (например, разрез Ронисолло в Лигурии). В существенно карбонатных разрезах периферии офиолитовых прогибов центральной части Средиземноморья имеются фрагменты базит-ультрабазитового комплекса (зона Комбин в западных Альпах и переходы к зоне Бриансон). В сопряженных офиолитовых зонах типа Валлиской нет глубоководных осадков, и разрез их характеризует менее глубоководную среду накопления. Больше данных по корреляции кремнистой формации с карбонатными разрезами периферии, например, Бриансонской зоны (Bourrbon et al., 1975, рис. 37).

Сложны и еще недостаточно изучены вариации состава граувакково-кремнисто-вулканогенной формации Вардарской зоны (Смит и др. 1977). Интересно подчеркнуть, что на западе зоны с базальными конгломератами в основании (с примесью офиолитокластики) известняки и карбонатный флиш верхнего апта-маастрихта залегают на офиолитах. Как видно, такое соотношение весьма характерно для малокавказских и смежных с ними разрезов. В Пайконской зоне (подзоне) залегающие выше граувакково-кремнисто-вулканогенной формации осадочные карбонатные образования, включают горизонты пирокластитов, кератофиров и спилитов титона (?), и еще выше по разрезу следует грубый флиш берриаса-валанжина, а среди отложений альба-маастрихта имеются потоки спилитов. Следовательно, как и на Малом Кавказе, вулканические продукты отмечаются и в строении надофиолитового «чехла», указывая тем самым на наличие зоны глубинного разлома. На крайнем востоке Вардарской зоны среди конгломератов и известняков кимериджа-титона имеются мощные потоки риолитов. Их развитие можно рассматривать в связи с близостью данной полосы к борту Сербско-Македонского массива.

Радиоляритовая толща, завершающая офиолитовый разрез Кипра (Троодос), вверх по разрезу сменяется толщей микритовых известняков и латерально последние местами замещены бентонитовыми глинами, алевролитами и песчаниками.

Для строения офиолитовых зон Передней Азии почти повсеместно наблюдается несогласное с размывом налегание офиолитокластических разноразмерных отложений на неровный рельеф пород кремнисто-вулканогенной формации. Эти отложения относятся нами к граувакковой формации, в низах они содержат олистолиты и олистоплаки серпентинизированных гипербазитов. Близ крупных выходов гипербазитов (протрузивных массивов) нередко серпентинитокластические флишoidные накопления. Граувакковая формация вверх по разрезу сменяется широко развитой в пределах всей Передней Азии формацией микритовых известняков верхнего сенона, а последняя флишoidными формациями дания-палеоцена и эоцена. Кремнисто-вулканогенная формация латерально вкрест простираения зон замещается флишoidной граувакковой и калькаренитовой формациями. Такие соотношения известны и в Анатолии, подробно они рассмотрены на примере Вединской зоны, в центральном Иране, на востоке Лутского массива.

3.1. СООТНОШЕНИЕ ГАББРО И ГИПЕРБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ СО СТРАТИФИЦИРОВАННЫМИ ФОРМАЦИЯМИ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ.

Примеры магматических контактов габбро-гипербазитового комплекса со вмещающими породами крайне редки (юг Загроса), тогда как холодные контакты составляют подавляющее большинство. Представление о неоднократном протрузивном подъеме серпентинизированных

гипербазитов в вышележащие толщи объясняют многие особенности их контактов, а также причины нахождения серпентинитокластов в разрезе и кремнисто-вулканогенной, и более молодых осадочных формаций. Протрузии серпентинитов картируются на Севанском хребте в граувакковой формации, а изредка и в известняковой формации верхнего селона. Протрузии весьма показательны и для строения Вардарской офиолитовой зоны—в этом их еще одно, дополнительное сходство с малокавказскими разрезами.

Стратиграфические соотношения базальтов и габбро-гипербазитового комплекса центрального Средиземноморья, а также в зоне Отрис Эллинид доказаны достаточно надежно. Нередко контакт с вышележащими базальтами обозначен проявлениями офикальцитов. В зоне Загроса, Омана, в Ликийском Тавре гипербазиты и габбро совместно с ними слагают обособленные покровные пластины и нередко они занимают наибольшую верхнюю позицию в пакете покровов. Офиолитокластический материал определяется в основании разрезов стратифицированных серий офиолитовой ассоциации. Протрузии в этих отложениях картируются гораздо реже.

3.2. ОПЫТ ТИПИЗАЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ СЕРИЙ РЕГИОНА.

Накопление стратифицированных формаций и становление габбро-гипербазитового комплекса в них или по краям—явления тесно взаимосвязанные во времени и в пространстве. В Апеннинах, Альпах и в ряде других частей запада Мезотетиса базальты и кремнистые толщи последовательно перекрывают габбро-гипербазиты и обычно протрузивно ими не пересекаются. Каждая из стратифицированных толщ занимает обособленное положение в разрезе, также как и залегающие в их основании серпентинизированные гипербазиты. Такую разновидность разреза офиолитовой серии предлагается называть «обособленной».

В большинстве регионов Анатолии, Малого Кавказа, Ирана вулканисты чередуются с радиоларитами и прочими осадочными породами офиолитовой серии, причем габбро-гипербазитовый комплекс протрузивно внедрен на разные горизонты стратифицированной формации, местами достигая нижних уровней надофиолитового «чехла». Такую разновидность разреза офиолитовой серии предлагается именовать «смешанной». Латеральную и по восходящему разрезу последовательность размещения пород, их пачек удастся воссоздавать и при внимательном изучении зон тектонического меланжа.

Примеры «смешанной» офиолитовой серии—слагаемой чередованием вулканических и осадочных пород и протрузивно прорванных серпентинизированными ультрабазитами и габбро—известны в ряде регионов. Прежде всего это регион Малой Азии, Малого Кавказа и Ирана. Характерные разрезы известны в Северо-Анатолийской и Южно-Анатолийской зонах (Altinli, 1963, Brinkmann, 1976, Bergougnan, 1976, Giapelli et al., 1972). Во всех трех офиолитовых зонах Малого Кавказа (Сатян, 1979, 1931) в разрезе т. н. меланжевого кольца Ирана, и в выходах Себзеvara (Davoudzadeh, 1972, Förster, 1968, Lensch, 1979). Сходными чертами обладают строение офиолитовой серии Вардарской офиолитовой зоны Динарид (Dimitrievič, 1974, 1976, Djordjevič et al., 1979).

«Обособленная» офиолитовая серия распространена в северных и южных Апеннинах, на большем протяжении офиолитовых зон Альп и особенно в западной части, в Пьемонте (Decandia, Elter, 1970, Ab-

bate et al., 1972, 1976, Dal Piaz et al., 1975, Trümpy, 1975, Bourbon et al., 1975). Сходные разрезы имеются в зоне Отрис Эллинид и на Кипре (Смит и др., 1977, Robertson et al., 1974).

И тот, и другой тип офиолитовых разрезов выявляется в зоне от Амануса до Загроса и Омана (Schwan, 1971, Wells, 1969, Штеклин, 1979). Причины возникновения «обособленной», в других случаях — «смешанной» офиолитовой серии кроются в особенностях тектоно-магматического режима. Вулканизм, его ритмика, интенсивность и длительность проявления — эти факторы контролировали седиментацию. Силициты отлагаются в перерывы вулканической активности. Мощность и другие особенности их строения и состава тесно оказываются связанными с характером вулканизма.

«Обособленная» офиолитовая серия складывается при той последовательности процесса, когда спокойные и почти непрерывные подводные эффузии (коэффициент эксплозивности низок) основных лав (толеитов) перекрывают выходы гипербазитов на дне бассейна. На каком-то этапе прекращается вулканизм и на смену приходит длительный этап накопления кремнистого, в основном органогенного материала, а также пелагических известковых осадков. Неоднократное их перемещение наддонными и склоновыми потоками определяет развитие в осадках градиционной слоистости. С накоплением мощных силицитов (и известняков) сокращаются инфильтрация наддонных вод в глубинные магматические массы и соответственно — формирование гидротерм. Такой механизм, вероятно, ответственен за стратифицированное распределение продуктов гидротерм — марганца, железа, меди: медная сульфидная минерализация — в свите базальтов, окислы марганца и железа — в основании свиты силицитов (рис. 24).

Чередование вулканитов и силицитов — это продукт иной ритмики вулканизма. Седиментация контролировалась и другими факторами:

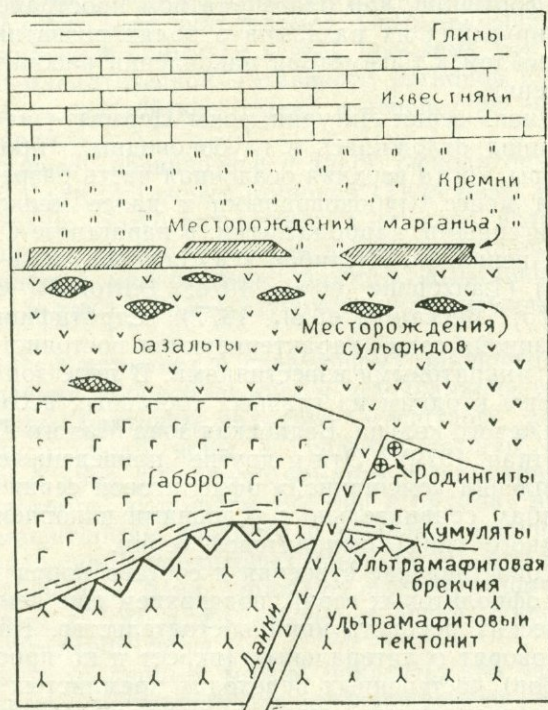


Рис. 24. Схема стратиграфии офиолитового комплекса северных Апеннин и размещения полезных ископаемых (Bonatti, 1975)

турбидитами и наддонными течениями, деструктивной деятельностью вулканизма («вспахивание», разрывы осадков лавами), интенсивностью выноса гидротерм (определяющих колебание компонентного состава наддонных вод и возможность садки кремнезема и карбоната кальция). Не случайно, что наряду с радиоляритами здесь широко развиты эксгальационные силициты.

Вулканизм зон развития «смешанной» офиолитовой серии отличается резким колебанием коэффициента эксплозивности по простиранию и вкрест офиолитовых зон (в каждой из зон в отдельности), а также дифференцированностью (чаще контрастной) продуктов вулканизма (кератофиры, развитые в верхней части разреза).

Кератофиры находятся в ассоциации с менее глубоководными и мелководными осадками (апобиоморфными известняками, конгломератами и песчаниками), при этом к концу офиолитовой стадии развития офиолитовых прогибов сокращается радиоляриевая седиментация.

В устойчивом чередовании вулканической активности с интервалами осадконакопления—одна из причин распределения металлоносных осадков (и концентраций металлов) практически по всему восходящему разрезу кремнисто-вулканогенной толщи: гидротермы находят пути подъема и прорыва толщи накопившихся осадков вдоль зон разломов.

Если в офиолитовых зонах, где развита «обособленная» офиолитовая серия, чаще встречаются стратиграфические соотношения кровли серпентинизированных гипербазитов (содержащих нередко горизонт офикальцитов) со свитой базальтов, то в поясах развития «смешанной» офиолитовой серии серпентинизированные гипербазиты протрузивно внедряются в кремнисто-вулканогенную толщу на всем этапе ее накопления, а также на этапе накопления надофиолитового «чехла». Соответственно, офикальциты развиваются на разных уровнях кремнисто-вулканогенной формации, при благоприятном пространственном размещении контролирующих их разломов в полях развития карбонатных отложений. Перейдем к батиметрии накопления рассматриваемых двух офиолитовых серий.

«Обособленная» серия Лигурии, зоны Церматт-Саас Пьемонта, зоны Отрис, Эллинид отложилась в глубоководных прогибах. Однако известны примеры, когда верхняя осадочная часть разреза офиолитовой серии складается менее глубоководными и далее мелководными отложениями—терригенными, карбонатными, в парагенезе с радиоляритами (Калабрия на Апеннинах, Златибор в Югославии, зона Комбин в Пьемонте, Корсика) (Lanzafame et al., 1978; Bortolotti et al., 1971; Dal Piaz et al., 1975; Beccaluva et al., 1977). Стратифицированные компоненты «смешанной» серии характеризуются постоянством парагенеза радиоляритов с микритовыми известняками. В ряде зон известняки могут быть отнесены к одним из главных составных ассоциаций (восток Лутского меланжевого кольца, Вединская зона Малого Кавказа (Steklin et al., 1969; Сатиан, 1979). Эти и другие приведенные выше данные говорят о накоплении «смешанной» офиолитовой серии в менее глубоководных прогибах, сравнительно с условиями накопления «обособленной» (апеннинского типа) офиолитовой серии.

Завершая сопоставление строения и состава пород «обособленной» и «смешанной» офиолитовых серий, подчеркнем еще немаловажное для палеогеографических реконструкций обстоятельство. Известные на сегодня данные говорят о латеральных (вкрест и по простиранию офиолитовых прогибов) постепенных переходах кремнистых (и вулканогенных?) пород «обособленной» серии в микрозернистые известняки и чередующиеся с ними глины (Лигурия), местами реконструируются сравнительно более резкие переходы в менее глубоководные и мелко-

водные карбонатно-кремнистые толщи, вмещающие пачки известняковой брекчии, калькаренитов, изредка онкоидных и оолитовых известняков (Пиндская зона и др.).

Между тем в большинстве примеров разрезов «смешанной» серии выявляются с той или иной достоверностью резкие латеральные переходы в мелководные известняки и конгломераты, песчаники, иногда флишиоидного строения, при этом «смешанные» серии, принадлежащие вулканитам и силицитам, гораздо чаще и в большем объеме включают слои, пачки флишиоидных полимиктовых отложений.

Временной интервал накопления «обособленной» офиолитовой серии Апеннин и Пьемонтских Альп колеблется от средней?—поздней юры до начала раннего мела (офиолитовые габбро, залегающие в их основании, судя по определениям по циркону, датируются средней юрой, возможно, началом раннеюрского времени). Этот интервал оценивается примерно в 30 млн. лет, возможно и более. «Смешанная» офиолитовая серия Малого Кавказа, а также прилегающих регионов Передней Азии накопилась за 10—15 млн. лет (средний мел), а возможно и за меньшее время (Загрос, Аманус). Вмещавшие «обособленную» офиолитовую серию прогибы апеннинского типа, можно думать, развивались длительно, с постепенным обмелением и переходом через пелагические известняки в мергели, а затем во флиш. Это зоны длительно проявившегося рифтогенеза с новообразованием океанической коры в их осевой части и, весьма вероятно, — формирования срединного или асимметричного хребта.

Любопытно обратить внимание на другую особенность таких прогибов: наряду с формированием крупных полей гипербазитов (последние облекаются «рубашкой» офикальцитов, т. е. гипербазиты выступали на поверхность дна), мощности продуктов офиолитового вулканизма уступают таковым в прогибах Малого Кавказа и смежных пространств Передней Азии (вопросы объемов этих толщ остаются открытыми ввиду малой достоверности данных палеогеографической реконструкции о площади зон офиолитового вулканизма). Сама постановка вопроса, на наш взгляд, привлекает внимание к этой проблеме для оценки сравнительной тектоно-магматической активности регионов Средиземноморья и Передней Азии в мезозойское время и перспектив металлоносности офиолитовых серий.

Итак, начавшиеся развиваться с альба офиолитовые прогибы Малого Кавказа и других смежных регионов Передней Азии завершили офиолитовую стадию своего развития уже в сеноне, вследствие сближения обрамлявших их крупных блоков континентальной коры, с последующим переходом в мелководные прогибы, выполненные граувакковой формацией, а также более глубоководной известняковой формацией.

Все эти данные приводят к следующему заключению.

В формировании «обособленной» и «смешанной» офиолитовых серий определяющим фактором являлись масштабы раздвиг апибайкальской континентальной коры, в пределах которой были заложены прогибы Передней Азии и Средиземноморья. Батиметрия и морфология офиолитовых прогибов, вулканизм, его тип и ритмика в конечном счете определялись масштабами раздвиг и степенью проницаемости коры. Особенности замыкания офиолитовых прогибов Малого Кавказа и смежных регионов Передней Азии отражают палеотектоническую позицию этих офиолитовых прогибов, размещенных среди крупных и мощных блоков континентальной коры.

Обобщая все эти данные, можно полагать, что офиолитовые прогибы, выполненные «смешанной» офиолитовой серией — это особый класс

Таблица 2

Сравнительная обобщенная характеристика состава, строения и условий накопления офиолитовой ассоциации Передней Азии и Центрального Средиземноморья

Состав и признаки	Офиолитовая серия «смешанного» типа	Офиолитовая серия «обособленного» типа
1	2	3
1. Состав и строение силицитов Морфология Разновидности и парагенезы с другими породами Слоистость	Круто обрубленные деформированные линзы, реже пачки, чередующиеся с вулканитами. Глубоководные радиоляриты, микрозернистые кремни, глинистые радиоляриты и кремни, глобулярные кремни, изредка фтанитонды, локально марганцевистые силициты. Ритмичного строения пачки содержат пропластки пелитовых туффигов, пачки микрозернистых известняков. Мелководные радиоляриты и прочие силициты, микрозернистые, известковистые и глинистые, реже глобулярные кремни с пропластками туффигов. Вмещают терригенные отложения флишевого типа, реже апоорганогенные и микрозернистые известняки. Тонкая горизонтальная. Изредка градационная. Характерны признаки оползания, смятия, эпигенетических деструкций. В мелководных отложениях тонкая и средняя, горизонтальная, реже косая. Градационная слоистость менее характерна.	Мощная толща, залегающая на вулканитах. Глубоководные радиоляриты, глинистые и микрозернистые кремни, ритмично чередующиеся. Глобулярные кремни и известняки редки. Фтанитонды и туффиты приурочены к основанию свиты, известняки—к кровле. Менее глубоководные и мелководные чередующиеся глинистые, алевро-песчаные породы, известняки, кремни, реже конгломераты. Тонкая горизонтальная выдержанная. Часто градационная. Интервалами обилие механоглифов. Горизонтальная разнослоистая.
2. Строение и состав вулканитов а) Эффузивы	Невыдержанные потоки, развалы, разделенные силицитами, нередко шаровые лавы с прокладками силицитов.	Потоки, покровы (?). Обычны шаровые лавы. Вулканокластические породы редки. Локально в эффузивах развиты маломощные линзы силицитов.

1	2	3
б) Вулканокластические породы.	Пачки невыдержанной мощности, чередующиеся с силицитами. Вулканокластиты подчинены эффузивным породам, в некоторых зонах преобладают над эффузивами.	
Типы пород	Базальты, диабазы, спилиты, спилитовые порфири- ты, мелафиры, реже пикриты, в ряде зон—щелочные базальтоиды. В кровле формации нередки андезиты, дациты, кератофиры.	Преимущественно диабазы, спилиты и базальты.
Петрохимические особенности	Полисерийность: толенговая, щелочная, известково- щелочная серии (чаще в верхней секции формации).	Преобладание толенгов.
Соотношение габбро-гипербазитового комплекса с кремнисто-вулканогенной толщей	Контакты секущие, протрузивно-тектонические. В составе толщи крупные оползневые пластины, а также мелкие лоскуты серпентинитов.	Базальты (редко силициты) налегают на серпентиниты, местами контакты сорваны. Протрузии в вышележащие отложения редки.
3. Руды		
а) Марганец (окислы)	Линзы и гнезда в силицитах и на контакте их с вулканитами, размещены на разных уровнях кремнисто- эффузивной формации.	Линзы и гнезда, размещенные в нижней части разреза свиты силицитов.
б) Железо (окислы)	Линзы кремнисто-высокожелезистых пород, прост- ранственно разобщены от руд марганца.	Линзы и гнезда охр в свите базальтов, чаще в парагенезе с сульфидами.
в) Сульфиды меди и железа	Прожилки и вкрапленники преимущественно в диабазе и габбро, секущих массивы серпентинитов.	Линзовидные залежи преимущественно в свите ба- зальтов.
Офикальциты	Разные по размерам, чаще небольшие прерывистые залежи, контролируемые полями развития карбонатных пород и протрузиями серпентинитов.	Крупные выдержанные залежи в кровле ультра- базитов.
4. Палеогеография		
Латеральные переходы	В мелководные известняково-кремнисто-вулканоген- ные и терригенные толщи.	В мелководные известняковые и терригенно-извест- няковые, локально-кремнисто-вулканогенные толщи.

1	2	3
Изменения литофаций по входящему разрезу	Наиболее глубоководные отложения—в средней части разреза, менее глубоководные—в основании, мелководные—в верхней части.	Менее глубоководные отложения к концу накопления силицитов. Фазы обмеления перед накоплением базальтов и далее к началу накопления силицитов.
Морфология прогибов	Узкие ультракотловинные впадины с осевым трогом, по периферии—терригенным шельфом.	Более широкие впадины с карбонатным и терригенно-карбонатным шельфом по периферии. Предполагается новообразование вулканического поднятия в осевой части.
Характер тектонических движений перед накоплением комплекса чехла	В условиях компрессии формирование клавиатуры блоков—внутренних поднятий и прогибов, на фоне общего обмеления прогибов. Залегание комплекса чехла резко несогласное.	В условиях компрессии формирование крупных вулканических поднятий. Залегание комплекса чехла резко несогласное.
Основные фазы складчатости	Ларамийская и пиренейская.	От середины до конца раннего мела. Ларамийская, ранне-среднеэоценовая, пиренейская и др., с последовательным многократным перемещением надвиговых пластин.
Основная форма залегания офиолитовой серии в современной структуре	Надвиговые пластины, чешуи, очень редко покровы и фрагментами тектонический меланж.	Надвиговые чешуи и покровы. Меланж не характерен, либо имеет ограниченное развитие.

ультракотловинных прогибов с новообразованием в осевой части, в узкой и прерывистой полосе океанической или субокеанической коры. Эти прогибы характеризуют краевую часть внутреннего Мезотетиса.

В пределах всего переднеазиатского сектора «смешанная» офиолитовая серия подробнее всего изучена и типизирована на примере Малого Кавказа. Соответственно предлагается именовать этот тип офиолитовых прогибов малокавказским.

Офиолитовые прогибы, относимые к апеннинскому типу, сравнительно более обширные и глубоководные, вместившие более крупные поля новообразованной океанической коры, характеризуют более осевую часть Мезотетиса.

Офиолитовая ассоциация прогибов малокавказского типа, сформировавшаяся при растяжении крупных блоков континентальной коры, испытала в пстофиолитовую стадию, при компрессии прогибов и позже—на этапах складчатости и орогенеза, дробление, вовлечение в надвиги, переработку в тектонический меланж. Гравитационные развалы пород, перереботанных в меланж, обычно не выходят за пределы контуров палеопрогибов.

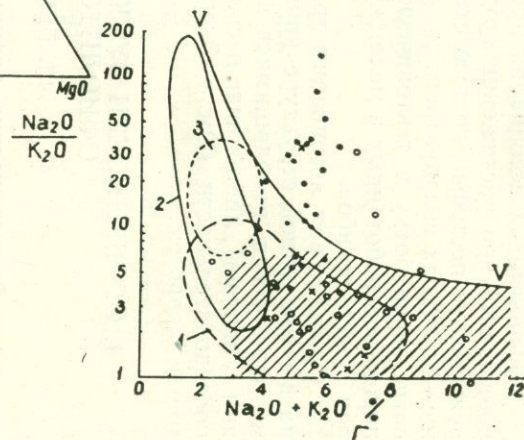
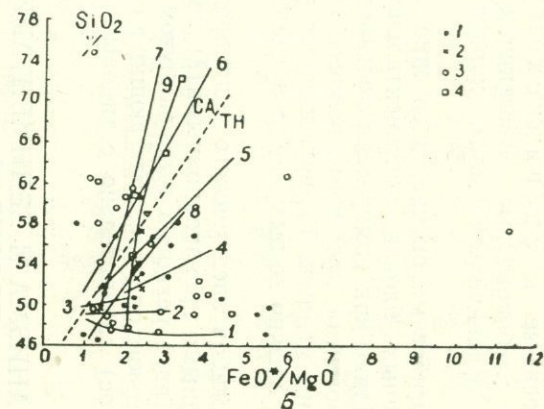
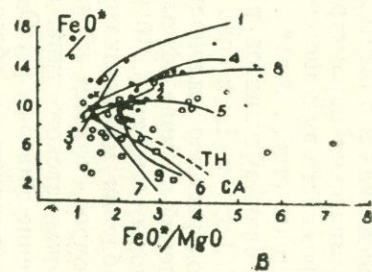
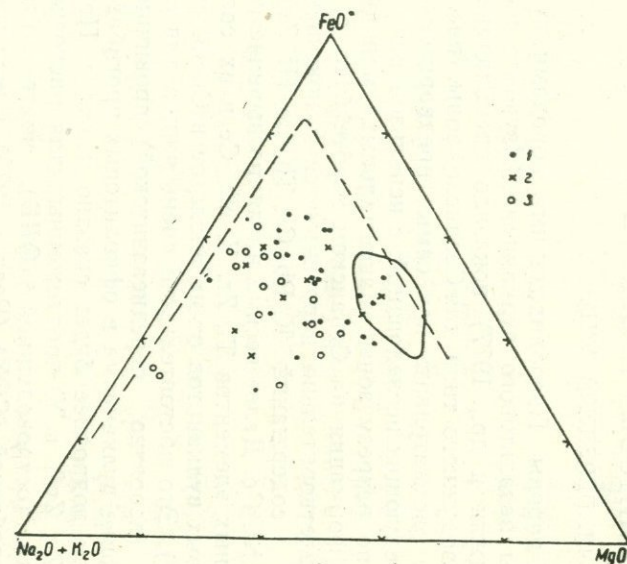
Офиолитовая ассоциация прогибов апеннинского типа представлена в современной структуре крупными гравитационными(?) покровными пластинами, находящимися в ряде регионов в опрокинутом залегании (Лигурия), либо в виде нескольких пластин, залегающих в обратной последовательности (Оман, Загрос) сравнительно с типовым офиолитовым разрезом.

4. ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА И СЕДИМЕНТАЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ

4.1. ПЕРЕДНЯЯ АЗИЯ

4.1.1. **Вулканические породы.** Преобладающими породами вулканигов являются продукты базальтового вулканизма. Изучение их на Малом Кавказе (Паланджян и др., 1977) показало преобладание в разрезах базальтов островодужного типа для Севанской зоны. (рис. 25). Однако эти выводы надо рассматривать как самые предварительные, также как и выводы последующих исследований, с использованием геохимических параметров, по разрезу зоны максимальных мощностей кремнисто-вулканогенной формации на Севанском хребте басс. р. Саринар (табл. 3-а)*. Удовлетворительно коррелируется с повышением уровня вулканигов рост содержаний K, Rb, Cs, Th, Ce, Hf, Zr, Nb, Y, La, Sm, Lu и спад Cr, Ni, Co. Далее весьма наглядно выявляется по содержанию малоподвижных элементов Ti, Zr, Y, Nb, Ce и их соотношений отличие офиолитовых вулканигов от их аналогов в Средиземноморье (см. табл. 10 и 11). Это обстоятельство очень важно для обобщения малокавказской (вероятно, переднеазиатской) провинции—вопрос сводится к специфике вулканизма в офиолитовых прогибах малокавказского типа, о чем подробнее будет сказано и далее. Применение диаграмм TiO_2 к Zr, Zr/Y к Y, предложенных для распознавания тектонической обстановки (островодужной (ОДБ), внутриплитовой (ВПБ) или же срединнохребтовой (СОХ) (Pearce, 1979), с использованием дополнительных отношений Zr/Nb , Ba/Zr , La/Nb (Saunders et al., 1979) не дает четкой картины; вероятно конвергенция признаков. Отметим преобладание базальтов внутриплитовой обстановки. Необходимо здесь дальнейшие методические разработки, также как унификация аналитической основы. Продукты субщелочного и щелочного ба-

Примечание: результаты анализов: атомно-абсорбционного и нейтронно-активационного, фотометрии пламени.



зальтоидного вулканизма выявлены в офиолитовом разрезе Вединской зоны.

Исследованиями Г. С. Закариадзе и др. (1980) показано наличие среди вулканогенных толщ Севанской зоны, относимых к юре-неокому, толеитов типа СОХ и ассоциирующих с ними высокотитанистых слабощелочных лав. В альб-нижнесенонской вулканогенной толще определены низкотитанистая дифференцированная толеитовая серия типа примитивных островных дуг и ассоциация высокотитанистых толеитов со щелочными высокотитанистыми базальтами. Выше было показано, по работам последних лет азербайджанских геологов в Сарыбабинском синклинии (Шихалибейли и др., 1980; Алиюлла и др., 1980), а также по нашим наблюдениям, что в районе т. н. Ипякского покрова вулканогенные породы, ассоциирующие с радиоляритами и относящиеся к офиолитовой серии, датируются альб-позднемиоценовым временем. Наличие радиолярий валанжина, готерива (разрез у с. Ардашеви и др., устное сообщение Г. С. Закаридзе) указывает на необходимость дальнейших исследований.

В лавах Хатаи, Троодоса, Омана (покров Семайл) соотношения малоподвижных элементов значительно ниже, чем в хондритах и приближается или несколько ниже, чем в типичных базальтах СОХ. Такие лавы более показательны для островных дуг, для зон растяжения в их тылу, но не для океанов (Pearce, 1979). В Иране диабазы и лавы офиолитовой серии не принадлежат толеитам, а представляют промежуточные, а также отчасти кислые продукты магматизма известково-щелочной серии, обедненные калием (Lensch, 1979). На с-в Ирана средний состав (в %) массивных (20 ан.) и подушечных (42 ан.) (...) лав: SiO_2 —54,02 (48,58); Al_2O_3 —17,43 (14,94); FeO^* —6,85 (9,06); MgO —3,96 (5,13); CaO —7,89 (9,95); Na_2O —4,23 (4,25); K_2O —0,88 (0,87); TiO_2 —0,74 (1,53); MnO —0,13 (0,15); CO_2 —0,45 (1,01); H_2O —2,98 (4,17).

Для региона Малого Кавказа местами намечается более последовательный переход от базальтов к кератофирам кровли через андезиты (скважина 1—Чатма и др.). В большинстве разрезов переход этот контрастный. В Севанской зоне в строении формации, там, где мощности сингенетически сокращены, нередко обнаруживаются трахиандезиты. Они, вероятно, имеют более широкое распространение в Зангезурской зоне, хотя здесь необходимы еще дополнительные наблюдения.

Итак, можно констатировать резкое преобладание в строении офиолитовых серий Передней Азии островодужного типа толеитов, субщелочных и щелочных базальтов. И если исключить некоторые отклонения, в петрохимическом отношении кремнисто-вулканогенные формации близки к контрастно-дифференцированным—таковы главные объемы, зоны максимальных мощностей (осевой трог), переход же к андезитам,

Рис. 25. А. Диаграмма АФМ. Вулканы офиолитовых зон: 1. Севанской. 2. Зангезурской. 3. Вединской. Вариационная линия Скаергаард-пунктиром, сплошной линией—поле толеитов Срединно-Атлантического хребта. Б. Диаграмма SiO_2 — FeO^*/MgO . Условные обозначения 1—3 те же, 4—среднее для раннесенонских вулканитов Сомхето-Карабахской зоны. Вариационные линии базальтоидных серий: 1—Скаергаард; 2—о—в Макаулей (Кермадекский архипелаг); 3—абиссальные океанические толеиты; 4—о—з Мияке (Япония); 5—о—в Тофуа (арх. Тонга); 6—вулкан Асама (Япония); 7—вулкан Амаги (Япония); 8—вулканиты севанских офиолитов; 9—раннесенонские вулканиты Сомхето-Карабахской зоны. Пунктиром—граница между известково-щелочными (СА) и толеитовыми (ТН) сериями (по Миасиро). В. Диаграмма FeO^* — FeO^*/MgO . Г. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ —($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$). Поля развития вулканических пород: 1—островных дуг; 2—толеитов Исландии; 3—абиссальных океанических толеитов; заштриховано поле развития щелочных базальтоидов. Приведено по С. А. Паланджяну и др. (1977) с дополнениями.

Таблица 3

Химический состав вулканических пород офиолитовой серии Малого Кавказа

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
1	42,14	1,05	15,07	11,59	1,27	0,82	6,45	8,47	3,60	0,90	0,23	1,52	6,37	99,48
2	47,31	1,40	22,82	12,56	1,61	0,79	0,41	2,32	4,14	0,78	—	2,36	3,50	100,00
3	45,02	0,42	12,95	2,95	5,31	0,16	16,04	7,55	3,30	0,65	—	0,86	4,31	99,52
4	51,22	1,11	22,13	7,49	3,45	0,17	5,53	1,98	4,80	0,16	—	0,33	1,63	100,00*
5	48,07	3,48	15,65	11,85	3,02	—	3,50	2,54	4,80	1,30	1,82	0,56	3,78	100,37
6	48,39	2,25	16,34	3,68	12,38	0,51	3,08	3,58	4,90	0,43	0,34	0,24	3,55	99,67
7	50,13	1,52	13,39	4,12	8,11	0,22	7,18	7,67	4,25	0,75	0,07	0,15	2,88	100,44
8	50,47	1,40	14,20	3,78	6,39	0,07	9,39	6,35	4,45	0,55	0,18	—	2,36	99,59
9	50,80	1,30	14,92	5,82	6,46	0,21	6,96	3,84	5,40	0,24	—	—	3,45	99,40
10	51,21	1,21	17,26	7,25	5,47	0,66	3,78	5,23	5,50	0,11	0,13	0,18	1,52	99,46
11	52,96	0,97	14,46	2,97	9,51	0,10	5,46	3,91	3,14	0,32	0,32	1,25	4,40	99,77
12	63,22	0,29	18,81	3,33	1,15	0,18	2,21	3,24	6,50	0,04	0,17	0,13	1,38	100,65
13	47,90	2,04	18,24	7,71	4,06	0,21	5,92	2,97	5,00	0,33	—	1,00	4,60	99,98
14	42,70	2,16	14,81	3,40	7,47	0,12	10,09	9,26	1,30	1,20	0,16	0,45	6,36	99,48
15	53,70	1,80	19,60	5,40	1,40	0,17	4,86	3,62	2,81	1,90	—	0,50	5,10	100,86
16	46,83	1,73	19,84	1,12	5,41	0,15	8,20	5,54	3,68	0,19	—	1,25	5,60	99,54
17	56,60	0,98	18,24	9,46	0,49	0,07	4,03	0,72	6,10	1,85	—	—	1,90	100,44
18	55,86	1,41	16,44	5,55	3,51	1,21	1,45	5,44	3,87	2,09	0,50	0,58	2,09	100,00*
19	50,57	1,65	16,00	5,08	3,33	0,07	6,85	3,37	3,36	2,95	0,80	0,57	5,12	99,72
20	52,39	1,55	16,86	8,09	3,06	0,42	5,08	4,56	4,20	1,10	0,46	0,53	2,07	100,37
21	48,73	0,15	15,71	3,71	7,00	0,13	11,90	5,95	2,70	0,10	0,23	0,80	2,35	99,46
22	48,30	0,21	17,16	4,19	7,84	0,21	9,00	6,85	3,30	0,08	0,46	0,59	2,26	100,45
23	48,79	0,18	14,52	5,40	6,16	0,13	11,40	6,67	2,70	0,18	0,23	0,21	3,99	100,56
24	46,88	1,93	15,93	2,69	6,86	0,25	7,38	6,29	2,65	0,37	0,92	4,72	2,84	99,71
25	52,68	2,25	13,66	4,32	7,11	0,08	4,16	4,62	3,69	0,42	0,79	4,34	1,50	99,62
26	50,94	1,45	16,74	8,68	1,30	0,28	6,85	1,44	6,64	0,15	0,11	1,17	3,46	99,51
27	47,41	1,28	15,57	6,97	3,19	0,36	9,45	7,12	4,11	1,47	0,09	2,66	1,28	100,96
28	48,17	2,46	16,11	11,54	0,89	0,23	5,83	2,55	5,20	1,92	0,92	3,30	1,02	100,14
29	49,76	0,85	14,64	4,63	6,02	0,18	9,59	5,81	4,28	0,22	0,08	0,47	3,04	99,57
30	50,42	1,52	12,96	5,35	6,63	0,28	8,88	5,11	5,51	0,07	0,32	1,70	1,46	100,21
31	73,28	0,66	13,04	1,63	2,41	0,18	1,05	2,36	0,79	2,30	0,02	0,13	3,00	100,85
32	47,20	0,24	17,42	10,30	1,44	0,53	6,20	7,80	2,70	1,10	0,13	0,60	4,95	100,61
33	49,60	0,30	19,54	8,83	1,65	0,22	5,53	3,99	3,90	2,90	—	0,48	3,48	100,42
34	55,50	0,18	17,43	9,19	1,51	0,22	3,01	4,20	5,00	0,15	0,25	0,26	3,56	100,46
35	46,50	0,67	23,04	4,04	7,45	0,40	4,55	4,17	1,90	2,00	0,23	1,04	4,03	100,02
36	56,04	0,52	18,50	7,76	2,30	0,20	3,50	1,66	5,60	0,50	0,32	0,42	2,47	99,79
37	49,15	1,33	18,12	3,43	5,74	0,17	8,56	6,46	3,70	0,40	0,56	0,15	2,06	99,83
38	53,06	1,05	20,30	5,83	3,73	0,08	7,07	1,67	2,90	1,70	0,48	0,10	2,25	100,22
39	53,19	1,05	19,69	3,78	3,44	0,08	5,63	2,46	2,60	4,80	2,50	0,06	1,05	100,33
40	47,29	2,64	18,90	10,86	0,86	0,18	6,05	1,61	3,10	3,00	0,52	1,22	4,35	100,58
41	47,18	2,64	15,83	14,43	0,71	0,21	6,30	1,50	4,00	2,60	0,57	0,65	4,19	100,81
42	49,12	2,64	19,17	8,89	0,86	0,21	7,01	1,36	4,30	1,70	0,41	0,76	4,27	100,70
43	46,80	2,12	14,46	7,90	4,61	—	6,88	7,62	3,00	2,06	—	2,42	2,80	100,67
44	46,90	2,74	14,26	5,33	5,04	—	6,45	7,20	5,05	1,38	—	0,88	4,72	100,55
45	56,40	1,02	17,70	10,54	0,58	0,19	4,41	0,90	6,50	0,21	—	0,17	1,62	100,24
46	59,90	0,19	18,03	5,22	1,16	0,05	1,33	0,82	5,00	5,50	—	0,12	2,77	100,09
47	60,93	0,29	18,76	4,09	1,61	0,06	0,91	0,92	6,50	3,50	—	0,22	1,83	99,62
48	48,45	0,90	17,29	3,84	4,65	0,12	9,27	6,76	3,45	0,60	0,13	0,45	4,06	99,97
49	55,30	0,72	16,26	4,44	3,29	0,04	4,14	5,37	2,90	2,40	—	2,06	3,74	100,66
50	55,37	2,25	17,98	3,87	2,77	0,15	4,91	2,39	5,20	3,30	0,16	0,26	1,78	100,39
51	56,18	0,69	15,09	3,28	3,44	0,10	7,00	3,77	3,40	1,20	—	1,42	5,41	100,98
52	47,48	1,22	19,96	5,98	2,31	0,25	8,98	5,33	4,20	0,80	0,23	0,44	3,54	100,72
53	57,61	0,69	13,70	5,35	3,00	0,10	5,60	4,00	3,40	1,30	—	1,82	4,00	100,57
54	46,32	0,48	19,62	4,90	4,32	0,10	11,70	5,00	2,80	0,40	—	0,30	3,42	99,36
55	46,18	0,54	15,20	4,26	3,66	0,16	22,85	2,70	1,80	0,30	—	0,60	2,27	100,52

№№ 1—31 Севанская офиолитовая зона (1—19, 31—Севанский хр., 22—23—Базумский хр. ущелье Арчидзор, 20—Меграшатский хр., г. Амася. 24—30 Акеринский сегмент, басс. р. Акера). №№ 32—39 Зангезурская офиолитовая зона (32—34—Базумский хр., басс. р. Черная, 35, 36—басс. р. Дзнагет, 37—39—басс. р. Агандзугет). №№ 40—54—Вединская офиолитовая зона (40—42—низовье басс. р. Хосров, 43, 44—басс. р. Кюсуз,

Петро-геохимическая характеристика вулканических пород кремнисто-эффузивной формации Севанской офиолитовой зоны

№ п/п	П о р о д а	SiO ₂	TiO ₂	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Co	Ni	Pb	Cu	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Th	Ta	Sc	Ce	Hf	Zr	Nb	Y	Yb	La	Sm	Eu	Tb	Lu	Zr/Y	Zr/Nb	Ba/Zr	Cr/Y	Cr/Sr	La/Nb	La/Ta	Th/Ta	La+Ce/Y	Nb/Y
1	Спилит, шаровая лава	47,62	3,03	6,23	3,10	1,00	0,34	45	35	28	40	51	190	100	33	8	<1	1,8	1,8	29	36	5,3	220	25	25	3,0	17	5,4	1,6	0,80	0,47	8,8	8,8	0,9	1,8	0,5	0,7	9,4	1,0	2,1	1,0
2	Альбитизированный андезито-базальтовый порфирит	52,48	1,56	0,89	4,50	1,90	0,62	<10	11	<5	70	12	260	120	6,8	40	<1	9,4	4,1	11	100	6,3	270	86	29	3,9	54	9,0	2,7	1,20	0,59	9,3	3,1	0,9	≤0,3	≤0,01	0,6	13,2	2,3	5,2	3,0
3	Спилит шаровая лава (ядровая часть)	46,62	1,84	5,54	4,20	0,37	0,11	340	52	120	20	43	100	240	36	<5	<1	1,7	1,5	29	43	3,4	140	20	13	2,4	22	5,1	1,5	0,75	0,33	10,7	7,0	0,7	26,1	1,4	1,1	14,7	1,1	5,0	1,5
4	Спилит, шаровая лава (внешняя часть)	46,85	1,20	3,13	4,27	0,80	0,27	250	46	140	<10	51	100	310	34	<5	<1	1,0	1,4	25	45	3,4	130	19	15	2,0	23	5,2	1,5	0,77	0,27	8,6	6,8	0,8	16,6	0,8	1,2	16,4	0,7	4,5	1,2
5	Спилит, шаровая лава (внутренняя часть)	47,74	1,74	5,51	4,50	0,25	0,23	260	58	180	20	55	89	230	31	<5	<1	2,1	1,4	25	41	3,3	130	23	15	2,0	20	5,0	1,4	0,73	0,25	8,6	5,6	0,7	17,3	1,1	0,9	14,3	1,5	4,0	1,5
6	Спилит, шаровая лава	48,58	1,56	5,74	4,50	0,31	0,27	250	57	170	20	6	130	210	38	<5	<1	1,5	1,1	24	39	3,0	130	22	15	1,7	20	4,7	1,3	0,64	0,23	8,6	5,9	1	16,7	1,2	0,9	18,2	1,2	3,9	1,5
7	Спилит, шаровая лава	47,20	1,69	5,68	4,10	0,15	0,27	280	61	160	<10	62	93	150	49	<5	<1	1,7	1,4	28	44	3,3	140	23	9	2,1	22	5,1	1,7	0,88	0,32	15,6	6,1	0,7	31,3	1,9	0,9	11,2	1,2	7,3	2,6
8	Трахиандезито-базальт	53,21	2,30	2,38	3,90	2,20	0,39	120	48	64	30	27	130	140	22	34	2,3	2,3	1,5	39	54	3,8	190	25	33	4,9	25	7,9	2,2	1,5	0,68	5,7	7,1	0,7	3,6	0,8	1	16,2	1,5	2,4	0,8
9	Альбитизированный андезит	59,87	0,90	4,39	3,90	1,00	0,04	20	32	<5	100	110	130	80	22	21	<1	2,9	0,17	34	24	3,2	110	<10	27	3,9	12	4,3	1,2	0,83	0,62	4,0	<11	1,2	0,7	0,2	<1,2	70,6	17,1	1,3	<0,4
10	Трахибазальт, миндалекаменная шаровая лава	48,21	2,30	1,82	3,50	1,60	0,34	32	14	43	30	25	220	310	17	31	2,2	2,2	1,3	16	44	3,8	160	13	19	2,4	21	6,6	2,0	1,1	0,31	8,4	12,3	1,4	1,7	0,03	1,6	16,1	1,7	3,4	0,7
11	Трахибазальтовый порфирит	47,09	2,34	5,68	3,30	2,00	0,32	91	40	54	60	29	190	440	11	42	3,0	2,2	1,3	33	41	4,0	170	20	22	3,5	20	5,3	1,6	0,92	0,59	7,7	8,3	1,1	4,1	0,2	1	1,6	2,8	2,8	0,9
12	Трахиандезито-базальтовый порфирит	55,70	1,40	5,50	3,90	1,95	0,40	<10	17	14	110	12	450	160	25	45	2,0	12	6,0	5,2	120	8,6	350	110	22	3,7	62	9,0	2,8	1,1	0,59	15,9	3,2	1,3	≤0,4	0,06	0,6	10,3	2,0	8,3	5,0
13	Трахиандезито-базальт, миндалекаменная шаровая лава	51,31	1,95	1,84	3,90	2,60	0,06	130	25	72	60	63	270	280	17	61	4,4	3,5	2,3	22	78	5,2	220	40	18	2,7	41	6,9	2,0	0,89	0,41	12,2	5,5	1,2	7,2	0,5	1,0	17,8	1,5	6,6	2,2
14	Трахиандезито-базальт, миндалекаменная шаровая лава	52,60	1,80	2,12	3,50	2,10	0,08	130	31	74	60	50	280	220	14	55	3,2	3,5	2,7	25	66	6,0	240	50	22	2,7	37	6,4	1,8	0,84	0,35	10,9	4,8	1,2	5,9	0,6	0,7	13,7	1,3	4,7	2,3
15	Альбитизированный базальтовый порфирит	49,64	1,86	4,70	4,20	0,70	0,34	340	26	96	160	31	81	210	36	15	2,0	1,3	0,77	34	29	2,7	110	12	23	2,6	16	5,4	1,7	0,89	0,41	4,8	9,2	0,7	14,8	1,6	1,3	20,8	1,7	1,9	0,5
16	Кератофир	62,95	0,43	0,61	6,30	2,00	0,30	<10	2,7	11	110	21	180	180	3,3	48	1,2	16	7,4	1,8	240	18,0	570	110	34	3,2	120	17,0	1,2	1,9	0,38	16,8	5,2	0,3	0,2	0,05	1,2	17,6	2,2	10,9	3,2

Примеч.: представлен хим. состав образцов пород, отобранных в последовательности от основания к кровле формации (№№ 1—16), ущелье Саринар, Севанский хр. SiO₂—P₂O₅—в %; Cr—Lu—в г/т

трахиандезитам и к липарито-дацитам характеризует краевые сингенетически сокращенные разрезы формации.

Очевидны значительные масштабы размыва кровли офиолитов в стадию формирования надофиолитового «чехла». И поскольку в составе конгломератов надофиолитового «чехла» встречены в большем количестве (в обломочной фации) кератофиры и андезиты, то необходимы коррективы при оценке первичных соотношений базальтов и более кислых пород в разрезе офиолитовой серии.

Вулканиды офиолитовой серии Передней Азии характеризуются широкими вариациями индекса эксплозивности. По Малому Кавказу наибольшая эксплозивность показательна для Вединской зоны, где сравнительно подчиненное развитие имеют толеиты и, напротив, широкое развитие—продукты К-щелочного и субщелочного основного вулканизма. В Севанской зоне эксплозивность в целом незначительная, но возрастает заметно в верхней секции разреза с появлением более кислых продуктов. Заметные вариации содержания в разрезе продуктов эксплозий наблюдаются в латеральном направлении, т. е. по простиранию и вкрест простиранья офиолитовых зон Малого Кавказа. Количество туфов, туффитов, вулканических брекчий занимает большое место в краевых разрезах офиолитовых зон, а также в тех участках, где больше признаков обмеления среды накопления. В общем случае это обстоятельство может быть объяснено меньшей проницаемостью земной коры.

Продукты эксплозивного вулканизма имеют невторостепенное место в разрезах офиолитовой серии смежных регионов Малой Азии и Ирана (Brinkmann, 1976, Davoudzadeh, 1972, Förster, 1968), однако приведенные данные еще недостаточны для заключения об особенностях пространственного их размещения в каждой зоне и для сопоставления разных офиолитовых зон.

4.1.2. Кремнистые породы. Радиолариты и другие разновидности кремнистых пород в разрезах офиолитовой серии Передней Азии переслаиваются с вулканидами и являются наиболее характерными и информативными осадочными породами этих разрезов. Помимо вулканидов, кремнистые породы почти повсеместно ассоциируют с микритовыми и реже—апобиоморфными известняками, нередко с кремнистыми глинами и аргиллитами. В одних участках оказывается довольно показательным парагенез силицитов с терригенными флишоидными отложениями, в других—с офиолитокластическими осадками турбидитового сноса, либо с олистостромой. Разнообразие кремнистых пород выявлено на Малом Кавказе. При смешении кремнистого осадка с эксгальационным марганцем, железом, с пирокластикой, глинистым и известковым веществом, с обломочным и протрузивно-серпентинитовым материалом—при их литификации возникает широкая гамма смешанных пород: туффитов, кремнистых туффитов, кремнистых известковых силицитов и т. д. Судя по геологической характеристике разрезов офиолитовой серии других регионов Передней Азии, подобные породы и там участвуют в строении офиолитовой серии. Довольно показательны изменения количества кремнистых пород от одной офиолитовой зоны к

низовые, 45—47 басс. р. Кюсюз, среднее теч., 48—53—скв. 1—Чатма, 54, 55—район с. Азизкенд). **Типы пород:** Спилиты: 3, 4, 5, 6, 8, 13, 16, 21, 22, 23, 26, 27, 29, 30, 37, 45. Спилитовые порфириты: 2, 14, 15, 17. Днабазы и днабазовые порфириты: 1, 7, 9, 11, 54, 55. Базальты и базальтовые порфириты: 10, 20, 24, 25, 28, 32, 33, 34. Туфы базальтов: 48, 52. Щелочные базальты: 40, 41, 42, 50. Тешениты: 35, 43, 44. Андезиты, андезито-базальты: 18, 36, 38, 49. Туфы андезито-базальтов: 51, 53. Трахиандезиты: 19, 39. Кератофиры: 12, 46, 47. Туф липарито-дацитов—13.

* Пересчет на бескарбонатный остаток.

другой и вкрест простираются, и вдоль каждой из них. Во внутренних офиолитовых зонах породы интенсивно дислоцированы и слагаются разноразмерные блоки, в крупных из них кремнистые породы представлены линзами и прослоями среди вулканитов, а также протяженными пачками, наибольшие объемы которых принадлежат Северо-Анатолийской зоне. Сравнительно менее насыщены кремнистыми породами разрезы Южно-Анатолийской зоны, примерно таково же строение офиолитов, принадлежащих южной части Эльбурса в Иране и в зоне Бафт-Наинского глубинного разлома. Несколько обособляется зона Загроса, где отмечается (Pamič et. al., 1979) преобладание силицитов над вулканитами. Тонкослоистые кремни (радиоляриты) содержат прослой артиллитов и реже—пелагических известняков. Наряду с резким доминированием кремнистых осадков сравнительно с основными вулканитами офиолитового разреза, местами соотношение становится равным (район Абад Ташк), или же вулканиты преобладают (перевал Гассанабад к востоку от Нейриза). Довольно широко распространены среди радиоляритов Передней Азии марганцевистые разности. Подробнее о них будет рассмотрено на примере Малого Кавказа, но можно отметить, что наибольшее развитие марганцевистые радиоляриты и прочие силициты имеют в тех зонах, где по комплексу признаков воссоздаются более глубоководные условия седиментации. Такова прежде всего обширная офиолитовая сутура, протягивающаяся от Северо-Анатолийской зоны через Севанскую зону к Эльбурсу. Отмечается, кроме того, широкое распространение марганцевистых силицитов в Восточно-Средиземноморской офиолитовой зоне (Троодос, Аманус, восточный Тавр), а также в зоне Загроса.

Перейдем к рассмотрению кремнистых пород офиолитовых зон Малого Кавказа.

Кремнистые породы. На Малом Кавказе наибольшее распространение силициты имеют в Севанской зоне. Количество кремнистых пород сокращается в её западном секторе.

В Зангезурской зоне кремнистые породы имеют немалое развитие. Соотношение их с вулканитами местами достигает 1:7, при этом, помимо радиоляритов, встречаются спонголиты-радиоляриты и спонголиты. Сравнительно меньшее развитие кремнистые породы имеют в Вединской зоне, составляя менее 10 % от суммарной мощности формации. В керновом материале скважины 5-Маркара кремнистые породы отсутствуют. В центральном секторе скважинами (1-Чатма и 1-Карабахлар) вскрыты многочисленные пачки радиоляритов, глинисто-кремнистых пород, составляющих до 4 % от общей мощности формации. По правобережью среднего течения р. Кюсюз радиоляриты слагают несколько пачек, одна из них, мощностью 10 м, прослеживается на 200—400 м по простирацию.

Кремнистым породам показательна ритмичность строения. Обычно разнотипные силициты упорядоченно размещаются по восходящему разрезу. Такая последовательность повторяется неоднократно. Наиболее яркие примеры ритмичности силицитов и наиболее полный набор ритмопачек можно видеть в зоне максимальных мощностей кремнисто-вулканогенной формации Севанской зоны в верховье рек Саринар, Сатанахач (Гюней) и Шишкая. В зонах сокращенных мощностей мощности отдельных «элементов ритма» и суммарные мощности ритмопачек оказываются сравнительно меньшими.

В ритмично слоющихся силицитах можно выделить ритмы разного порядка.

Микроритмичность—чередование слоев (0,1—0,8 мм), насыщенных радиоляриями, и микрозернистого кремнистого вещества,

Таблица 1

Химический состав силицитов кремнисто-вулканоэной формации офиолитовых зон
Малого Кавказа

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	H ₂ O	п.п.	Na ₂ O	K ₂ O	S	P ₂ O ₅	CO ₂	Сум- ма
1	92,49	—	2,22	1,80	—	1,27	1,12	0,40	0,07	0,18	—	0,25	—	—	—	99,80
2	92,16	—	1,90	1,05	0,14	4,0	0,68	0,11	0,05	0,35	0,13	0,25	0,03	—	—	100,85
3	84,09	0,19	3,13	6,05	0,14	6,06	0,34	0,11	0,06	—	0,15	0,5	—	—	—	100,82
4	80,01	0,29	6,00	7,2	—	4,02	0,95	0,09	0,05	1,05	0,3	0,85	0,03	—	—	100,84
5	87,07	—	4,32	3,00	—	2,8	1,00	0,22	0,06	1,04	0,18	0,8	0,03	—	—	100,52
6	80,85	—	7,42	2,69	0,28	5,54	0,59	0,63	0,17	2,01	0,11	0,4	0,02	—	—	100,71
7	84,03	—	5,25	6,6	—	1,56	0,59	0,43	0,18	1,16	0,06	0,46	0,03	—	—	100,35
8	84,06	0,12	5,12	4,5	—	1,85	0,44	1,77	0,19	1,63	—	1,00	—	0,11	—	100,79
9	79,05	0,16	7,11	5,75	0,14	1,95	1,02	1,25	0,32	2,02	0,40	1,50	—	0,05	—	100,72
10	76,16	—	5,05	9,15	0,14	4,85	0,81	0,28	0,31	2,18	0,40	1,40	0,04	—	—	100,77
11	68,47	0,06	5,60	12,26	2,24	2,40	1,96	2,56	1,47	1,79	0,38	0,26	—	—	—	99,45
12	81,53	0,49	9,13	1,71	0,28	0,09	0,43	2,1	0,11	2,05	0,43	2,1	0,02	0,05	—	100,52
13	90,05	0,12	4,11	1,73	0,16	0,69	0,44	1,07	0,08	1,00	—	1,00	—	0,17	—	100,62
14	71,38	0,35	13,56	4,79	0,28	0,16	0,71	1,69	0,43	2,48	1,0	3,70	0,12	0,11	—	100,76
15	92,03	—	3,12	2,42	0,71	0,10	0,56	—	0,12	0,77	0,25	0,53	—	—	—	100,61
16	89,65	—	1,60	2,32	0,43	0,71	1,33	1,35	0,16	1,68	0,6	0,8	0,02	—	—	100,65
17	89,91	—	1,85	2,13	0,43	0,09	0,63	2,35	0,16	1,52	0,6	1,1	0,03	—	—	100,80
18	80,61	0,39	7,33	7,65	0,14	0,77	0,78	0,74	0,08	1,10	0,22	1,0	0,02	0,05	—	100,88
19	86,62	—	5,22	4,4	—	0,56	0,64	0,43	0,07	0,61	0,8	0,8	—	—	—	100,15
20	90,70	0,10	2,00	2,00	1,76	0,36	0,84	0,40	0,20	1,00	0,10	0,45	—	—	—	99,85
21	83,76	—	7,80	2,40	1,05	0,10	1,40	0,45	0,30	1,50	0,20	1,10	—	—	—	100,06
22	76,29	0,26	4,76	11,95	0,14	3,72	1,52	0,34	0,14	1,07	0,19	0,33	0,02	—	—	100,73
23	71,01	0,39	6,18	19,36	0,56	0,14	0,49	1,02	0,11	1,04	0,13	0,40	—	—	—	100,83
24	69,02	—	4,07	1,25	0,14	20,18	0,87	0,05	0,22	3,65	0,97	0,4	0,03	—	—	100,85
25	71,00	0,35	15,15	4,35	0,32	0,22	0,59	1,42	0,16	2,67	0,53	3,62	—	0,05	—	100,43
26	82,05	—	5,78	4,84	0,14	0,71	1,12	1,32	0,48	2,06	0,6	1,5	—	—	—	100,60
27	91,05	0,21	2,42	0,92	0,53	0,18	1,81	0,25	0,20	0,44	0,04	0,34	—	0,04	1,12	99,55
28	91,94	0,17	2,55	0,90	0,46	0,09	1,08	0,40	0,21	1,05	0,21	0,56	—	0,11	—	99,73
29	71,84	0,55	12,99	2,31	0,74	0,11	1,11	2,07	0,79	2,30	1,09	3,59	—	0,05	—	99,54
30	79,18	0,26	2,70	5,43	—	3,21	3,27	2,06	1,08	1,57	0,18	0,33	—	0,09	—	99,96
31	82,31	0,17	3,13	5,88	0,14	1,00	1,87	2,69	0,70	1,41	0,24	0,43	—	0,09	0,22	100,06
32	92,04	—	3,12	1,01	0,71	0,15	1,09	1,04	0,04	1,34	0,06	0,13	—	—	—	100,73
33	89,10	—	4,23	2,09	0,28	0,09	1,05	0,96	0,13	1,75	0,14	0,65	—	—	—	100,47
34	76,04	0,99	6,21	6,87	1,56	0,56	1,16	2,47	0,73	3,31	0,06	0,52	—	—	—	100,48
35	88,67	—	2,55	6,65	0,14	—	0,71	0,49	0,08	0,48	0,06	0,9	—	—	—	100,73
36	69,29	0,27	6,74	12,52	2,24	0,28	1,55	2,57	0,29	2,70	—	1,50	—	—	—	99,95
37	81,64	0,16	5,28	3,64	1,58	0,07	3,23	1,25	0,22	2,18	0,60	0,90	—	—	—	100,75
38	73,25	0,23	4,78	16,03	0,43	0,42	1,23	1,43	0,08	1,02	0,01	1,50	—	—	—	100,41
39	73,05	0,23	6,31	10,02	2,78	0,58	1,16	3,32	0,12	1,51	0,25	1,10	—	—	—	100,43
40	18,70	0,12	5,40	35,10	4,50	0,12	0,84	2,32	0,37	2,28	0,34	0,23	—	0,23	—	100,55
41	82,66	0,03	1,25	10,80	3,20	0,03	1,12	0,68	0,15	0,30	0,22	0,12	—	0,23	—	100,79
42	85,76	0,49	0,16	1,30	—	0,01	6,02	1,37	0,08	5,23	0,17	0,25	—	—	—	100,84
43	90,52	0,13	3,79	1,15	0,14	0,01	0,92	0,42	0,14	1,73	0,57	0,62	—	—	—	100,14
44	69,47	0,45	7,86	3,32	0,43	0,12	6,51	1,51	—	7,48	1,20	1,45	—	0,17	—	99,97
45	69,74	0,66	11,47	4,80	0,60	0,10	2,00	1,82	1,86	4,14	1,10	2,20	—	—	—	100,54
46	42,20	0,13	5,57	2,50	—	0,09	26,53	0,50	0,04	21,16	1,75	0,15	—	—	—	100,62
47	92,00	—	1,02	3,27	0,56	—	0,23	2,40	0,30	0,70	0,12	0,05	—	—	—	100,65
48	92,55	—	—	2,60	—	0,01	1,68	0,82	0,02	1,23	1,00	0,29	—	0,04	—	100,24
49	92,23	—	1,32	1,82	—	0,01	1,78	0,65	0,02	1,44	1,20	0,26	—	0,02	—	100,75

Примечание: № 1—31 (Севанская офиолитовая зона). 1—11,24 марганцевистые радиолариты и радиоларитово-микрозернистые ритмы, Севанский хр., басс. р. Саринар, Гейсу (№ 11—урочище Арчидзор Базумского хребта). 12—17—микрозернистые кремни с реликтами радиоларитов и радиоларитово-микрозернистые ритмы Севанский хр., (№ 16, 17—Мегришатский хр.). 14, 18, 19—глинистые радиолариты, Севанский хр. 20, 21—фтанитоиды, Севанский хр., 22, 23—кремни с глобулярной структурой, Севанский хр., 25—26—кремнистые пелитовые туффыты. Базумский и Севанский хр.) 27—31

в ряде случаев с реликтовой органогенной структурой. Заметная примесь алевро-пелитовой пирокластики может усложнить обычный ритм чередования. Микрослоистость подчеркивается неравномерным распределением пигментирующих кремнезем окислов железа и марганца и некоторыми минеральными новообразованиями (гидрослюдой, карбонатными минералами и др.).

Тончайшая ритмичность—чередование слоев мощностью от 0,3—0,5 см до 1—5 см, обогащенных раковинами и их детритом, со слоями, состоящими из микрозернистого кварца, содержащими либо пирокластическую оглиненную примесь, либо карбонатный материал. Причины тончайшей слоистости различные: ритмичность поступления масс того или иного компонента осадков, неравномерность осаждения и переосаждение осадка наддонными течениями, неравномерное поступление и осаждение кремнезема из гидротерм. В басс. р. Кюсуз (Вединская зона) выявлены силициты с отчетливой градиционной структурой. Ассоциируют они с глобулярными кремнями, а иногда—с онкоидными известняками, которые также, вероятно, принесены турбидитами.

Мелкая ритмичность—упорядоченное чередование разных по составу силицитов: глинистых и кремнистых радиоляритов (и апорадиоляритов), марганцевистых и железистых радиоляритов, известковистых радиоляритов и микрозернистых известняков и т. п. при мощности слоев от 5—10 до 20 см.

Мезоритмичность—упорядоченное чередование разных по строению и составу пачек и пакетов кремнистых и прочих ассоциирующих с ними осадочных пород мощностью от 1—5 до 10—15 м.

Крупная ритмичность (макроритмичность)—чередование по восходящему разрезу нескольких мезоритмов. Суммарная мощность макроритмов достигает 10—30, иногда 50—80 м.

Наконец, выделяется неупорядоченное аритмичное чередование кремнистых пачек с одним или несколькими потоками эффузивов.

Перейдем к характеристике главных типов силицитов.

Марганцевистые и железисто-марганцевистые силициты (радиоляриты и др.), обнаружены в зоне максимальных мощностей формации в близводораздельной части Севанского хребта. Мощность пачек марганцевистых силицитов колеблется в широких пределах—от 1—2 до 15—20 м, по простиранию они обычно выклиниваются, либо смещены поперечными сдвиговыми нарушениями. В зоне максимальной мощности формации насчитывается до восьми таких пачек. Единичные линзы марганцевистых силицитов прослеживаются в зоне сокращенных мощностей формации—в низовье бассейна р. Гейсу и у с. с. Гейсу и Шишкая.

Порода средне-тонкослонистая, нередко среди радиоляритов наблю-

радиоляриты и другие силициты, басс. р. р. Тертер и Акера (№ 30, 31—марганцевистые силициты, по Григорьеву, 1979).

№ 32—46—*Зангезурская офиолитовая зона*. 32—33—микрозернистые силициты с редкими раковинами радиолярий, Базумский хр., р. Черная. 34—микрозернисто-радиоляриевый силицит, там же. 35, 41—силицит с глобулярной структурой. 37—радиолярит брекчированный с примесью пирокластики. 36, 38, 39—кремнистые пелитовые туффы. 40—кремнисто-гематитовая порода с глобулярной структурой, 41—силицит с глобулярной структурой.

№ 42—49—*Вединская офиолитовая зона*. 42, 43—радиоляриты, басс. р. Кюсуз. 44, 45—глинистые радиоляриты, скв. 1—Карабахлар. 46—известковистый радиолярит, басс. р. Хосров. 47—49—силициты с глобулярной структурой.

даются пропластки микрозернистых кремней, пигментированных марганцем, кремнистых пелитовых туффитов, иногда ярко-красных кремней глобулярной структуры. Марганцевистые силициты хрупкие, имеют раковистый излом, на свежем сколе они темно-коричневатые. Переход от сургучных яшм к марганцевистым радиоляритам изредка представлен тонкополосчатой разностью, состоящей из чередующихся черных и красных слоев мощностью 0,5—1,5 см. Окислы марганца, железа пигментируют микрозернистую кварцевую массу межраковинного пространства. Породу секут мелкие прожилки мелкозернистого кварца с более поздними примазками окислов марганца. Содержание большинства малых элементов группы железа обычно на порядок выше, чем в кремнисто-железистых радиоляритах (табл. 3). Под микроскопом структура органогенная, органогенно-микрозернистая, текстура однородная, нередко микрослонистая. Под электронным микроскопом (угольные реплики) обнаруживается структура, переходная от петельчатой к субновацикулитовой, либо к псевдоглобулярной.

Таблица 5

Среднее содержание малых химических элементов в силицитах кремнисто-эффузивной формации Севанской офиолитовой зоны

Элементы	Силициты (радиоляриты и другие)						
	марганцевистые (20)	железисто-кремнистые (13)	слабожелезистые (26)+	глинистые (21)+	фтанитонды (9)+	глобулярные силициты (9)+	Туффиты кремнистые (8)
Mn	1,68	0,26	0,20	0,27	0,13	0,074	0,17
Ni	138	61	40	170	17	40	61
Co	24	9,2	8	41	15	—	9
Ti	0,09	0,139	0,09	0,41	0,09	0,04	0,39
V	60	52	60	240	30	70	72
Cr	24	23	7	131	10	3	35
Cu	122	57	55	95	50	12	41

Примечание: данные количественного спектрального анализа, + данные приближенного количественного спектрального анализа. В скобках указано количество анализов Mn, Ti—в %, остальные 10⁻⁴%. В марганцевистых радиоляритах содержание Li=13, Rb=32, Cs=5, Zr=42, Sr=110, Ba=300, Ag=0,6, Yt=58, Yb=<6.

Железисто-кремнистые радиоляриты, субрадиоляриты. Красные, сургучные яшмы широко используются как поделочный материал. Возможно применение этих пород в производстве мозаичных плит, пигментов, абразивных материалов и т. д. Железисто-кремнистые радиоляриты имеют красный, кирпично-красный, «сургучный» цвет, слоистость тонкую, горизонтальную, выдержанную, иногда с выклиниванием отдельных слоев, либо расщеплением одного слоя на несколько менее мощных. Поверхность наложения ровная, реже слабо волнистая. Железисто-кремнистые радиоляриты в ритмопачках силицитов имеют наибольшую значительную мощность. В зонах сокращенных мощностей железисто-кремнистые радиоляриты слагают маломощные линзы в вулканитах.

Структура под микроскопом органогенная, органогенно-микрозернистая, реликтовая («тени», «следы» радиолярий). Нередко органогенная структура в одном и том же слое сменяется микрозернистой, без видимых реликтов скелетов радиолярий. Текстура однородная, нередко микроволнистая, конседиментационно-брекчиевидная, брекчированная,

вблизи участков разломов сланцеватая. Раковины спумеллярий и иаселлярий сложены, как и цемент, микрозернистым кварцем, но изредка и халцедоном. Бурые окислы железа неравномерно пигментируют полости скелетов, концентрируются по внешнему их контуру, сосредотачиваются вдоль микрослойков, выполняют контакты микрозернистых кварцевых частичек. Трещины в породе выполнены мелкозернистым кварцем, гидрослюдой, иногда хлоритом и рудным компонентом. Характерна кальцитизация основной массы и раковины. В приразломных участках обнаружены апорадиоляриты с новообразованиями гидрограната (гранатсодержащие яшмы).

Глинистые радиоляриты. Наиболее мощные пачки их встречены в Севанской зоне. В зоне максимальных мощностей формации глинистые радиоляриты чередуются с серыми слабожелезистыми кремнистыми радиоляритами, занимая среднее, либо базальное положение в ритмопачках. Порода менее крепкая, чем прочие радиоляриты, слоистость тонкая (0,5—1,5—3,5 см), но нечеткая. Цвет коричневаты с красноватым оттенком. Под микроскопом структура органогенно-алевропелитовая, текстура микрослоистая. Содержание глинистой примеси достигает 10—15 % породы, состав ее гидрослюдистый (гидрослюда 1М и 2М₁). В химическом составе породы высокое содержание глинозема прямо коррелируется с содержанием калия. В Вединской зоне глинистые радиоляриты имеют подчиненное значение. Глинистый компонент представлен также гидрослюдой 1М и 2М₁.

Спонголиты слагают редкие и тонкие прослои среди микрозернистых кремней и радиоляритов в бассейне р. Черная (Зангезурская зона). Желтовато-серые, тонкослоистые породы. Структура органо-микрозернистая. Помимо игл губок, встречаются редкие скелеты радиолярий. Спонголиты выявлены также в агандзугетских выходах офиолитов.

Таблица 6
Химический состав мелких линз и «рубашек» кремней и известняков в потоках основных эффузивных пород и основных вулканитов, «загрязненных» кремнистым веществом

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
Г—20/2	65,00	0,36	10,30	12,00	1,40	0,39	2,24	2,16	0,80	2,50	0,14	—	0,40	3,00	100,69
Ш—23/6	50,00	1,29	19,20	4,80	1,40	0,90	6,80	4,10	3,70	1,50	0,12	4,40	0,30	2,00	100,51
Ш—21/1	5,22	н.о.б	1,17	2,60	0,28	0,22	49,70	2,40	0,18	0,40	0,23	35,70	0,05	1,00	100,15
Ср—10	26,50	1,40	10,32	5,84	0,57	0,05	28,31	1,29	2,50	1,50	0,50	0,59	0,26	0,86	100,49

Г—20/2—силицит, заключенный в эффузивной породе (с. Шишкая, Севанский хребет). Ш—23/6—базальт с диспергированным радиоляритовым материалом (басс. р. Саринар). Ш—21/1—известняк кристаллический, заключенный в эффузивной породе (с. Шишкая). Ср—10—смешанная лавово (базальтово)—известняковая порода—прихват лавой осадка (с. Шишкая).

Силициты—включения—кремнистые «прокладки» и мелкие линзочки, прихваченные эффузивами, обычно лишены органогенной структуры. В химическом их составе выявляются повышенные содержания железа, магния, калия, (табл. 6). Под микроскопом в приконтактовых частях с эффузивами силициты ожелезнены, в глинистых разностях развивается хлорит, известковые силициты ожелезнены и перекристаллизованы. Повышение кислотности интерстиционных вод может быть вызвано растворением в них газов, отделившихся от остывающих лав

(CO₂, Cl). Это будет способствовать переводу в раствор из вмещающих осадков карбоната кальция, окислов железа и марганца. Температурное воздействие лав на осадки ограничивается, судя по полевым наблюдениям, изучению пород этой зоны под микроскопом, узкой полосой в несколько десятков миллиметров. Надо предполагать, что ограничительным моментом является высокая теплопроводность илов на контакте с лавой.

Кремнистые породы с глобулярной структурой.

Морфология таких кремней линзовидная, пластообразная, реже жилообразная. Пропластки глобулярных кремней довольно часты среди радиоляритов. Мощность их не превышает обычно 1—5 см. Участками встречаются самостоятельные массивные пластовидные залежи мясокрасных кремней глобулярной структуры, как например в басс. р. Черная Базумского хребта. Здесь с ними сонаходятся марганцевистые силициты, а также мелкие концентрации окисных марганцевых минералов. Глобулярные кремни слагают крупные секущие тела в районе с. Ардашеви, в басс. р. Акера и в ряде других пунктов.

Под микроскопом (при одном никеле) обнаруживаются реликты глобулярной структуры, в значительной мере затушеванной последующими процессами раскристаллизации кремнезема. Структура основной массы микро-мелкозернистая, состав кварцевый. Бурые и красные окислы железа подчеркивают элементы первичной глобулярной структуры. Породу секут многочисленные прожилки кварца с оторочкой халцедона. Реликты раковинного материала отсутствуют. Химический состав экскаляционных кремней прост (табл. 4). Обычно они состоят из кремнезема и окисного железа, крайне незначительную примесь составляют: алюминий, щелочи и малые элементы. При повышенной железистости эти породы представляют определенный интерес как пигменты. Значительное проявление гематитовых яшм известно на северных склонах Базумского хребта (ущ. Арчидзор, а также на южном склоне, в басс. р. Черная). Мелкие их выходы обнаружены в бассейнах рек Ахурян и Саринар и в других пунктах. Глобулярные (экскаляционные) кремни изредка встречаются и в Вединской зоне. Это ярко-желтые породы, местами сменяющиеся пятнисто-голубоватыми разновидностями, слагающие тонкие слои (до 10 см) и пропластки среди сургучных яшм, а иногда и среди окремнелых мелкозернистых известняков (левобережье среднего течения р. Кюсуз, правобережье р. Веди, «Коралловый» овраг).

Брекчии силицитов с гидротермальным кварц-халцедоновым цементом. Выходы яшмовой брекчии обнаружены в нескольких пунктах южного склона Севанского хребта (сс. Гейсу, Кясаман и др.). Брекчии слагают прерывистые зоны с-з простирания и близвертикального падения. Мощность таких зон не превышает 3—5 м. Угловатые обломки яшм, состоящих из радиоляритов и мелкозернистых сургучных яшм, скреплены кварц-халцедоновым цементом сферолито-крустификационной структуры. Температура гомогенизации двухфазных включений в кварце определяется в 240—260°C, более поздних включений вдоль трещин—в 100—115°C и мелких однофазных включений—в 60—70°C.

Данные морфологии и состава говорят о том, что брекчии приурочены к конседиментационным разломам, в пределах которых происходил подъем гидротерм и их разгрузка.

4.1.3. Взаимодействие вулканизма и осадконакопления. Глубоководные продукты вулканизма в офиолитовых сериях Передней Азии слоятся с радиоляритами, и для определения ритмики вулканизма необходимо знать, каковыми были скорости отложения радиоляритов.

Средние скорости накопления силицитов офиолитовой серии мезо-

зоя Средиземноморья, оцениваемые в 3—4 мм за 1000 лет, (Garrison, 1974) относятся прежде всего к радиоляритам, обладающим градационной слоистостью—они составляют главную часть осадков, при этом наиболее стерильных относительно эксгальационного кремнезема. Эти условия кремненакопления в офиолитовых прогибах Средиземноморья было бы неверным распространять и на малокавказский регион.

Для малокавказских офиолитовых прогибов необходимо учесть высокий подток эксгальационных веществ. Коррективы в скорости накопления осадков возможны, если допустить, что кроме радиолярий, значительную часть кремнистых пород составляют продукты газо-гидротермальной садки: кремнезем, железо, марганец, и увеличение скорости накопления осадков произошло за счет гримешивания тонких продуктов эксплозий, достигающих 10 % от общего объема кремнистых пород.

Исходя из принадлежности всей кремнисто-вулканогенной толщи к одному тектоническому этапу развития региона (таковым для малокавказского региона этапом является альбский—верхнемеловой этап, структурно и историей седиментации разобщенный от раннеюрского—неокомского этапа), при интервале времени накопления формации (от альбского до раннеконьякского времени), равном 15 млн. лет, средняя скорость накопления малокавказских радиоляритов составит 15 мм за 10^3 лет. Время накопления пачек силицитов мощностью от 5 до 80 м, заключенных между потоками вулканитов, соответственно определяется от $3,3 \times 10^5$ до 10^6 лет. Для кремнистых пачек мощностью до 0,5—3 м (кровля формации) время накопления будет равно $3,3 \times 10^4$ — 2×10^5 лет.

Из этих расчетов видно нарастание частоты вулканических извержений к концу офиолитовой стадии.

Характерная особенность строения кремнисто-вулканогенной формации заключается в размещении мощных пачек силицитов (радиоляритов и других кремнистых пород) в зонах ее максимальных мощностей. По восходящему разрезу наиболее мощные пачки силицитов сосредоточены в его средней части. В палеографическом отношении такие зоны реконструируются, как характеризующие осевой трог вулканического офиолитового прогиба.

4.1.4. Металлоносные осадки. Металлоносные осадки, сходные по ряду признаков с теми, которые обнаружены и ныне достаточно хорошо изучены в океанах и рифтах, на Малом Кавказе имеют наибольшее развитие в Севанской офиолитовой зоне, в пределах так называемой саринарской «фации» (Сатиан, 1979), сравнительно меньше их в разрезе Акеринского и Амасийского сегментов этой зоны, т. е. на юго-востоке и северо-западе. Гораздо реже встречаются металлоносные осадки в строении офиолитовой серии Зангезурской зоны и они практически отсутствуют в выходах формации и кернах скважин, вскрывших ее в Вединской офиолитовой зоне. Обзор этих данных показал, что металлоносные осадки получили наибольшее развитие в зонах наибольших мощностей кремнисто-эффузивной формации Севанской зоны, которая по своим петролого-геохимическим признакам заметно отличается от других формаций кремнисто-вулканогенной группы Малого Кавказа. Характеристика формаций была дана выше. Вновь подчеркнем неравномерность распределения металлоносных осадков по разрезу и невыдержанность по простиранию; наличие поперечных простиранию формации сдвиговых нарушений еще более усложняет план их размещения. Пачки и линзы металлоносных осадков стратифицированы и имеют четкие осадочные контакты с прочими стратифицированными накоплениями известняками, неметаллоносными силицитами и вулканитами. Распределение марганца и железа в металлоносных силицитах неравномерное—на фоне содержаний порядка 1—2% марганца имеются мелкие скопле-

ния, гнезда с околорудными содержаниями—10—20 % этого элемента, контуры таких скоплений нечеткие, расплывчатые. Матрица металлоносных осадков кремнистая, микрозернисто-кварцевая, с меньшей долей халцедона. Пропитана она тонкодисперсным гетитом и марганцевыми окисными минералами, которые пока диагностировать не удалось из-за исключительно слабой картины их рентгенографии, они выглядят как рентгеноаморфные минералы. В скоплениях и гнездах кристалличность видна глазом и состав минералов тот же, что и в рудах—браунит, гаусманит, меньше якобит, криптомелан (определения Л. П. Яшвили).

По минеральному и химическому составу обособляются: марганцевосные силициты, железистые силициты и железисто-марганцевосные силициты (табл. 4). Сумма металлов железа и марганца в марганцевосных силицитах находится в пределах 3,7—10,5 %, среднее 7,2 %, соотношение железа к марганцу—от 0,8 до 5,5 %, при среднем 2,6 %. Для железистых силицитов показательно содержание окислов железа более 15 %, высокое отношение железа к марганцу—более 10. Реже встречаются силициты с высоким содержанием марганца и очень низким—железа, до 1 %. Содержание пирокластической примеси, которая приближенно определяется под микроскопом по реликтам стекол, не коррелируется с содержанием железа и марганца. В металлоносных силицитах определяется повышенное содержание никеля, кобальта, хрома, меди. В глинистых силицитах заметно высокое содержание ванадия, хрома, никеля, кобальта и титана скорее всего обусловлено самой глинистой примесью.

Судя по минералогии алевритовой фракции силицитов в формировании обломочной примеси к силицитам важное место принадлежало породам той же формации, включая габбро-гипербазитовый комплекс (примесь хромита, пикотита и др.). Объемы пачек металлоносных осадков позволяют оценить (при среднем содержании по марганцу—1,68, а по железу—5,48 %) количество вынесенных металлов в первые десятки млн. тонн только для центральной части Севанской зоны. Упорядоченное размещение металлоносных силицитов в ритмично построенных пачках силицитов, некоторые из которых завершаются эффузивным потоком, а также особенности строения и химизма позволяют полагать, что возникновение металлоносных осадков обязано усилению гидротермального подтока. Прочие источники металлов: поступление металлов при контакте лавы и морской воды, а также пирокластики с нею, поступление металлов при серпентинизации ультрабазитов, а также в связи с терригенным материалом и в растворенном состоянии речными водами с водосборов—все они имели второстепенное значение для концентрации марганца и железа. Гидротермально-эксплятивные концентрации этих металлов широко представлены в разрезах Восточно-Средиземноморской офиолитовой зоны, на Троодосе и в Загросе (Robertson, 1976 Watters et al., 1973, Божко, 1970), в Северо-Анатолийской зоне Малой Азии (Brinkmann, 1976), в Бассите и Омани (Parrot, 1980).

Гораздо меньше их в зонах развития граувакково-кремнисто-вулканогенной и кремнисто-эффузивно-вулканокластической формаций. В Веддинской зоне, например, из гидротермальных растворов сформировались своеобразные залежи доломитов (Сатиан, 1979), подобные в некотором смысле доломитам, выявленным в Тихом океане западнее ВТП (Bonatti, 1966). Это менее высокотемпературные гидротермы-маффеты. Металлоносные осадки подробно описаны в многочисленных публикациях (Страхов, 1976, 1978, Böstrom et. al., 1974, Bonatti, 1966, 1975, Bishoif, 1969 и др.). Гораздо чаще матрицей этих осадков на срединных хребтах является карбонат—в этом одно из отличий от металлоносных осадков Мезотетиса, в которых матрицей служит органогенный и эксгаль-

Среднее содержание химических элементов в силицитах

Таблица 7

Породы	Al	Fe	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu
	в %				× 10 ⁻⁴ %				
<i>Офиолитовая серия Малого Кавказа</i>									
Силициты марганцевистые (радиоляриты и др.)	2,5	5,5	1,68	0,09	60	24	24	138	122
Силициты с околорудным содержанием Mn	3,5	0,91	13,0	0,074	64	13	24	97	30
Железисто-кремнистые силициты	4,6	4,9	0,26	0,139	52	23	9,2	62	57
<i>Офиолитовая серия Кипра (Robertson, 1975)</i>									
Умбры	2,3	27,9	5,8	0,15	755		101	212	897
Радиоляриты и глинистые силициты	5,0	5,1	1,05	0,27	98		40	71	142
Среднее по металлоносным осадкам Восточно-Тихоокеанского поднятия (пересчет на бескарбонатный остаток (Böstrom e. a., 1969)	0,5	18,0	6,0	0,02	450		105	430	730
Среднее по металлоносным осадкам срединного хребта Индийского океана (пересчет на бескарбонатный остаток) (Страхов, 1976)	6,6	6,55	0,76	—	259	314	217	365	365
Металлоносные осадки депрессии Бауэр, Тихий океан (пересчет на бескарбонатный остаток) (Лисицин, 1976)	3,5	14,9	3,73		412		122	515	1169

тивно-гидротермальный кремнезем (последний определяется по морфологии тел и глобулярной структуре). В Передней Азии важным отличием является парагенез металлоносных силицитов с вулканитами—в форме чередования. Этого пока не известно для разрезов дна океанов.

Палеогеографические реконструкции офиолитовых трогов подтверждаются сонахождением металлоносных осадков с прочими компонентами, включая известняки, в зонах максимальных мощностей формации, которые характеризуют осевой трог офиолитовых прогибов (Саттан, 1975, 1979). Глубины их не превышают 1—2 км, они соизмеримы с глубинами современных рифтов и сходны с ними по морфологии (наличие осевого трога с активным вулканизмом и гидротермальным источником металлов). По всем этим признакам приемлема модель Красноморского рифта с его металлоносными осадками (Bishoff, 1969)—поступление на дно гидротерм и выпадение из них металлов при охлаждении и изменении щелочности.

Иную структурную позицию имеют металлоносные осадки центрального и отчасти восточного Средиземноморья. Размещены они в основании свиты силицитов, изредка марганцевыми минералами пропитан цемент серпентинитокластических брекчий. Палеогеографическая обстановка накопления концентраций марганца в этом регионе иная, связанная с формированием более обширных офиолитовых прогибов апеннинского типа, в пределах которых реконструируются внутренние поднятия, сходные с срединными, и зоны поперечных разломов. Вынос металлов происходит в зонах инфильтрации морских вод на глубину в подстилающие толентовые базальты, с формированием гидротермальных систем. Ослабление их деятельности объясняется перекрытием зон ин-

фильтрации мощными пелагическими осадками-радиоляритами, известняками.

4.1.5. Терригенные осадки. Силициты офиолитовых серий относятся к осадкам малых скоростей накопления. Именно поэтому образование кремнистых осадков возможно в условиях резко ограниченного терригенного привноса. В котловинных по морфологии офиолитовых бассейнах подавление терригенного стока возможно было в условиях существования неких бассейнов—«отстойников» по периферии офиолитовых прогибов.

Попытка воссоздания подобной морфологической картины была сделана по результатам изучения Вединской офиолитовой зоны. Удастся реконструировать ископаемые бортовые зоны палеопргиба—терригенный шельф, ограниченный от вулканического трога конседиментационными поднятиями. В современной структуре эти поднятия представляют асимметричные брахиантиклинальные складки конседиментационного заложения (Барцракарская, Шугаибская, Ераносская и др.). Подробнее их строение было рассмотрено при характеристике кремнисто-эффузивно-вулканокластической формации.

Итак, в шельфе по краям вулканического трога шло осаждение подавляющей части терригенного стока с главных бортовых поднятий. Разрушение продуктов конседиментационного вулканизма и вынос вулканомиктового материала за счет волновой энергии были, вероятно, крайне ограниченными. Преобладание эффузий над эксплозиями (характерная черта вулканизма Севанской зоны) также можно рассматривать как фактор, способствовавший «стерильности» кремнистых осадков.

Есть ли аналогичные зоны терригенного палеошельфа—«отстойники»—по периферии Севанского офиолитового палеопргиба? Офиолитовая серия сменяется терригенно-карбонатной толщей в западной периферии Акеринской зоны (Гочасский синклиний). Терригенные отложения альба полосы с. Новосаратовка—с. Верин Агдан—западная часть Иджеванского хребта представляют, вероятно, аналогичные накопления. Подобные отложения развиты в полосе южного и юго-западного обрамления Зангезурской офиолитовой зоны, а также на северном склоне Армянского Памба и к юго-востоку, в районе бассейна оз. Севан. Источником сноса обломочного материала были главные поднятия по периферии трогов. Это обломки древнего метаморфического комплекса—различные сланцы, а также продукты их дезинтеграции: кварц-полевошпатовые (с мусковитом) песчаники и алевролиты, а также обломки карбонатных пород: известняков верхней юры—турона. Южнее Иджеванского хребта картируются участки (Агарцин, Аххли), где на юрском комплексе с перерывом в седиментации залегают отложения палеогена. Эти примеры указывают на существование в меловое время внутренних поднятий.

4.1.6. Офиолитокластические отложения. Подтверждением тому, что офиолиты были вовлечены в размыв при накоплении кремнисто-вулканогенной формации, служат многочисленные примеры протыкания серпентинитами карбонатных пород этой формации и формирования в связи с этим офикальцитов, а также данные минералогии алевроитовой примеси в радиоляритах и микритовых известняках, в составе которой определены хромит, хромшпинелиды. Однако количество офиолитокластов в разрезе кремнисто-вулканогенной формации возрастает лишь локально, причем преобладающими являются полимиктовые и вулканомиктовые разности. Главные объемы офиолитокластов возникли с завершением офиолитовой стадии в развитии офиолитовых прогибов и связаны они со становлением внутренних поднятий. Эти накопления сосредоточены в граувакковой формации раннего сенона. Мощ-

ность ее колеблется весьма резко по простиранию офиолитовых зон и вкрест простирания. Наибольшее количество офиолитокластов сосредоточено вблизи крупных массивов офиолитов—примером являются Ипякский и другие массивы. В этом пределе возникли довольно специфические серпентинитокластические и габброкластические накопления—примерами являются разрезы граувакковой формации у с. Джанахмед на Севанском хребте и у с. Ипяк, в Акеринском секторе Севанской офиолитовой зоны. В последнем пункте и в соседних с ним выходах пород формации выявляется горизонт обломочных тальк-серпентинитовых пород, отличающихся от серпентинитокластов бурым и красным цветом. Возникновение таких пород может быть связано с размывом более глубоких гидротермально измененных частей ультраосновного массива. Скорее всего они изменены в офиолитовую стадию.

Химический состав офиолитокластических отложений Малого Кавказа

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O
1	42,83	1,55	14,13	7,41	2,92	0,13	12,73	4,11	1,50
2	46,05	1,35	12,94	6,98	2,61	0,10	9,56	4,64	1,20
3	47,03	1,55	10,70	7,79	3,99	0,08	9,12	6,06	1,32
4	43,11	0,85	14,24	4,45	1,38	0,15	14,42	3,38	2,70
5	41,76	0,85	11,28	5,70	1,84	0,19	14,64	8,19	1,25
6	43,34	0,46	11,44	5,85	3,60	0,12	11,31	9,11	2,60
7	47,00	0,67	10,28	5,26	2,40	0,12	14,13	4,11	2,50
8	55,25	0,77	12,45	3,48	3,99	0,16	5,75	6,50	2,94
9	32,00	—	3,49	3,96	1,06	0,12	20,72	17,80	0,14
10	26,10	—	4,30	3,96	1,09	0,15	22,48	18,24	0,10
11	37,70	—	4,20	4,73	1,46	0,09	13,06	22,56	0,11
12	11,68	—	1,73	13,47	0,28	0,92	36,71	6,21	—
13	49,99	0,13	0,26	3,53	3,86	0,40	—	31,17	0,25
14	55,82	1,03	11,48	4,59	2,31	0,04	2,79	9,57	1,46
15	37,65	0,13	2,28	4,86	3,32	0,11	4,13	31,58	0,20
16	29,74	0,08	0,16	2,10	2,30	0,24	22,27	18,77	0,15
17	40,39	0,08	2,58	4,55	3,16	0,17	1,87	33,82	0,17
18	38,67	0,03	1,53	3,76	2,35	0,59	0,68	37,76	—

№№ 7—Офиолитокластические полимиктовые песчаники. Вединская зона басс. р. Джагрычай, граувакковая формация. Поздний коньяк. № 8—Офиолитокластические полимиктовые песчаники и алевролиты, басс. р. Тертер, среднее по 10 обр. (Розен и др., 1981). № 9, 10—Тальк-серпентинитокластические гравелиты, с. Ипяк. № 11—Ожелезненные обломки в породах 9—10. № 12—Галька карбонатизированного бирбирита, басс. р. Гехи. № 13—Серпентинитокластический песчаник, с. Ипяк, пересчет на бескарбонатную основу (Соколов, 1977). № 14—Алевролит, содержащий зерна серпен-

Из данных о химическом составе серпентинитокластических отложений выявляется достаточно отчетливо их отличие от прочих офиолитокластических отложений и тем более обломочных отложений, не содержащих офиолитовой примеси. Прежде всего в них аномально высокое содержание магния, при сравнительно низком содержании кремнекислоты, глинозема, титана, щелочей. Из малых элементов они обогащены никелем, хромом, кобальтом, иногда и бором, и сравнительно меньше в них ванадия, меди, циркония, галлия, рубидия, ниобия, фтора (табл. 8, 9).

Вопросы классификации офиолитокластических накоплений представляют немаловажное значение. В разработке классификации необходимым условием является формационная типизация комплексов, слагающих питающие провинции, и самих толщ, включающих офиолитокласты. В подавляющем большинстве случаев офиолитокластические накопления—породы петрокластические, состоящие из обломков: а) основных вулканитов (базальтов, спилитов, диабазов), реже кератофиров, б) силицитов, среди которых обычны радиоляриты, и гораздо реже известняков, г) серпентинитов, серпентинизированных гипербазитов, лиственитов, габброидов и реже плагиогранитов; нередко в этих отложениях также кристаллокластические продукты дезинтеграции габброидов.

Итак, в офиолитокластических накоплениях совмещены обломки глубинных ультраосновных и основных пород, продукты серпентиниза-

Таблица 8

K ₂ O	п. п. п.	CO ₂	H ₂ O	Сумма	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}+\text{FeO}^*}$	$\frac{\text{MgO}+\text{FeO}^*}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}$	$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}^*}$
0.87	10.18	7.14	1.68	100.04	2.02	1.50	0.36	0.28
2.00	10.03	6.37	2.97	100.43	3.24	1.10	0.62	0.42
1.50	8.87	4.63	2.51	100.52	2.64	1.67	0.53	0.34
2.20	12.18	9.53	1.35	100.41	4.68	0.65	0.44	0.24
1.12	11.46	8.54	2.43	100.71	2.65	1.39	0.47	0.24
0.90	8.76	8.01	2.50	99.99	2.33	1.62	0.26	0.38
0.90	11.84	9.47	1.26	100.47	3.99	1.15	0.26	0.31
0.88	3.88	2.79	1.07	99.96	3.95	1.12	0.23	0.53
0.05	2.10	18.00	1.10	100.48	1.40	6.71	0.26	0.21
0.03	2.00	20.00	2.10	100.55	1.12	5.42	0.23	0.22
0.03	2.00	12.30	2.20	100.61	1.31	6.84	0.21	0.23
—	4.59	25.02	0.10	100.71	0.59	11.54	—	0.02
0.10	8.57	—	1.64	99.90	1.31	148.30	0.28	0.52
2.60	4.97	0.38	2.83	99.87	3.45	1.43	0.64	0.33
0.06	11.50	2.97	1.12	99.91	0.95	17.44	0.23	0.40
0.06	5.10	17.66	0.98	99.65	1.28	144.80	0.28	0.52
0.08	10.26	2.31	1.41	—	1.97	16.10	0.32	0.41
0.15	—	1.10	13.25	—	0.88	28.67	1.00	0.38

тинита, кварца, плагиоклаза, эпидота и др., с. Ипяк (Соколов, 1977). № 15—Серпентинитокластические песчаники и алевролиты, басс. р. Тертер (среднее по 10 обр., Розен и др., 1981). № 16—Серпентинитокластические песчаники с карбонатным цементом, с. Ипяк (Градусов и др., 1975). № 17—Серпентинитокластические породы, среднее из 10 обр. (Lockwood, 1971). № 18 Альпинотипные серпентиниты, среднее из 76 обр. ((Lockwood, 1971). Примечание: Fe*—сумма железа, приведенная к закисному.

ции ультраосновных пород, хромиты; наряду с обломками ультрамафитов и мафитов, нередко силицитокласты. Такое сочетание контрастных по составу петрокластов присуще только офиолитокластическим породам. Все это придает им удивительное своеобразие минерало-петрографического и химического состава. Офиолитокластическая «полная» ассоциация возникает лишь в тех офиолитовых зонах, в которых во всей полноте проявлена «триада Штейнмана»—гипербазиты, спилиты, радиоляриты.

Все вышесказанное приводит к выводу об обособленном месте офиолитокластических отложений среди прочих обломочных пород (Сатиан, 1971, 1979). Вопросы эти требуют дальнейшей разработки. Для региональных офиолитовых зон классификация офиолитокластических пород сводится к выделению: а) квазимономиктовых (серпентинокластических, габброкластических) и двухкомпонентных—из их смеси и б) полимиктовых накоплений.

4.2. Средиземноморье

4.2.1. **Вулканические породы.** Наиболее подробные и систематизированные сведения о составе вулканитов офиолитовой серии имеются по северным Апеннинам. Массивные базальты (иногда долериты) составляют низы разреза вулканогенной толщи, выше они переходят в пиллоу-лавы. Структура пород от афировой до порфировой. Порфировая структура выражена фенокристаллами оливина и (или) плагиоклаза, реже микрофенокристаллами хромшпинелидов, которые отмечены в наиболее дифференцированных базальтах. По распределению титана, иттрия, фосфора, ниобия, лантана, церия и хрома базальтовые породы наиболее сопоставимы с толеитами океанического дна (Piccardo, 1977, Beccaluva et al., 1979, Ferrara et al., 1975 и др). Подобная характеристика петрохимии вулканитов (рис. 26, табл. 9) получена и для других частей

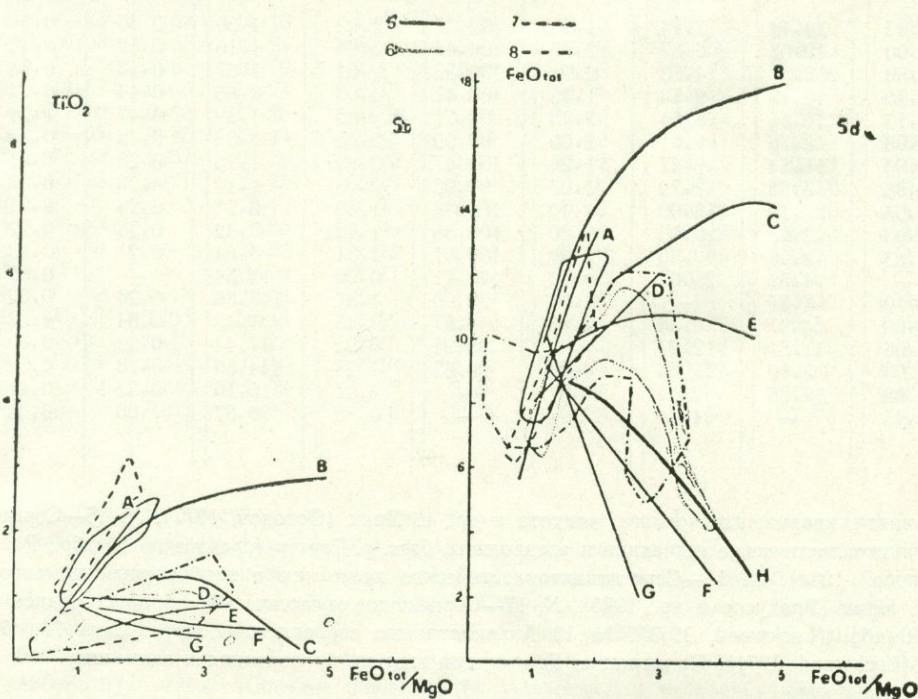


Рис. 26. Диаграмма соотношений TiO_2 и суммарного FeO к FeO^*/MgO для базальтов Средиземноморья (Beccaluva et al., 1979)

5—пиллоу-лавы, массивные лавовые потоки и дайки из внутренних и внешних Лигуриды; 6—пиллоу-лавы, силлы и дайки из Вуриноса; 7—долериты и дайки из восточной Корсики (Инзекка, Монте-Пьяно-Маджоре); 8—комплекс параллельных даек, нижние и верхние пиллоу-лавы из Троодоса. Для сравнения; тренд абиссальных толеитов—А; Скаергард—В; островодужные толеиты: С—Макаулейские острова-Кермадек, Д—Мияке-Джималзи-Бонин, Е—Тофуа-Тонга), известково-щелочные серии (Г—Асама и С—Амадги, вулканиты Японии), граница между толеитовой и известково-щелочной сериями—Н (по Miyashiro, 1975).

Таблица 9

Содержание малых химических элементов в офиолитокластических отложениях (г/т).

Элементы	1	2	3	4
Ni	1385	171	2400	10 ⁸
Co	103	27	210	—
Cr	1660	346	3100	213
V	47	140	50	166
Cu	19	66	80	48
Zr	21	90	—	300
Ga	1,6	17	1	—
Nb	3,6	9,8	—	—
Rb	6,5	16	—	51
B	36	22	60	51
F	151	282	—	40

1—Серпентинитокластические песчаники и алевролиты, басс. р. Тертер, среднее из 10 обр. 2—Офиолитокластические полимиктовые песчаники и алевролиты, басс. р. Тертер, среднее из 9 обр. 3—Гипербазиты, среднее из 7 обр. 4—Граувакка. 1 и 2—по Розену и др. 1981, 3—по Паланджяну, 1971. 4—сводка из Розена и др., 1981.

Средиземноморья: западных Альп, части Корсики, района Вольтри и Калабрии (Beccaluva et. al., 1977 и др.). По соотношению несовместимых элементов в базальтах наблюдаются определенные вариации—показатель истощенности магмы. Большая истощенность предполагается для магмы, давшей толеиты внутренних Лигурид, по сравнению с толеитами внешних Лигурид (Beccaluva et. al., 1979). Все базальты обнаруживают присущие толеитам признаки наращивания железа, титана, марганца, цинка, ванадия и уменьшение хрома, никеля, алюминия—результат фракционирования исходной магмы. Было показано, что для большинства разрезов офиолитовой ассоциации Средиземноморья характерно обособление базальтов от кремнистых пород, залегающих стратиграфически выше, местами же непосредственно на серпентинизированных гипербазитах, габбро и габбровых брекчиях. Базальтовая толща слабо дифференцирована. Иное соотношение базальтов и кремнистых и других осадочных пород—их чередование характерно для Вардарской зоны Динарид, северо-запада Центральной офиолитовой зоны Динарид. Гораздо реже чередование лав и осадков наблюдается в северных Апеннинах (район г. Леванто), а в южных Апеннинах—в разрезе скважины у Фронисолло и Альпах—в районе Тауэрн (Hoch, 1980) и Энгадина (Dauger, 1980). В такого рода разрезах нередко субщелочные базальты, а в некоторых отмечаются муджиэриты и кератофиры (на севере Динарид). Базальты Динарид петрохимически отличаются от толеитов COX (Madjer, 1979). Юрские базальты близки к толеитовому тренду (Djordjevič et. al., 1979), вторая же группа пород—кератофиры, некоторые порфириты относятся к известково-щелочной серии. К остроудожным относятся вулканы Вуриноса (Beccaluva et. al., 1979).

Щелочные базальты выявлены в разрезе офиолитовой серии восточных Альп (Hoesch, 1980), а также Корсики (Beccaluva et. al., 1977). В Восточно-Средиземноморской офиолитовой зоне, помимо толеитовых базальтов, устанавливаются породы, принадлежащие известково-щелочной серии, в этих же разрезах нередко более кислые вулканы, а местами пикриты. Весьма показательно для этой зоны развитие среди вулканитов комплекса параллельных даек (массив Троодос, Хатаи).

4.2.2. **Радиоляриты, кремнистые глины и умбры.** В северных Апеннинах радиоляритовая толща залегает на неровном вулканическом рельефе

Таблица 10

Средний химический состав базальтовых пород офиолитовой серии северных Апеннин, Корсики и Калабрии (Вессалува е. а., 1979)

Элементы	Северные Апеннины (1)		Северные Апеннины (2)		Корсика (3)		Корсика (4)		Калабрия (5)	
	х	предел	х	предел	х	предел	х	предел	х	предел
SiO ₂	48,7	45,0—50,9	50,7	47,7—54,1	48,5	47,0—50,2	50,3	48,0—54,5	46,7	44,3—53,8
TiO ₂	1,60	0,90—2,44	1,96	1,53—2,37	1,74	1,14—2,42	1,84	1,13—3,03	1,61	1,05—1,96
Al ₂ O ₃	16,0	14,1—18,6	16,0	14,4—16,2	16,9	15,6—19,6	15,2	12,9—18,2	17,9	14,4—20,6
Fe ₂ O ₃	9,7	7,5—12,1	9,2	7,7—11,0	8,4	6,5—10,8	9,6	7,2—14,7	9,2	6,1—11,6
MnO	0,17	0,12—0,22	—	—	—	—	0,17	0,13—0,28	0,15	0,09—0,19
MgO	7,2	5,3—10,0	5,5	4,6—7,1	6,0	4,8—7,5	6,7	2,7—9,9	5,6	4,2—8,4
CaO	8,2	5,7—12,0	7,7	4,6—10,6	7,7	3,3—10,9	7,6	1,9—16,6	8,3	5,9—11,2
Na ₂ O	4,5	3,3—5,9	5,4	4,0—7,0	4,8	3,3—6,2	4,2	1,6—5,6	4,3	2,9—5,5
K ₂ O	0,39	0,02—1,49	0,17	0,05—0,62	0,75	0,08—2,13	0,69*	<0,01—4,3	0,76	0,18—1,71
P ₂ O ₅	0,24	0,14—0,41	0,26	0,18—0,36	0,26	0,15—0,38	0,19	0,10—0,36	0,20	0,15—0,33
п. п. п.	4,0	1,8—6,2	3,5	2,4—6,2	4,1	2,9—5,3	3,4	0,8—4,5	5,4	2,0—7,6
Ni(ppm)	110	25—195	92	58—134	85	53—115	104	41—170	117	53—247
Co	43	33—58	37	32—53	37	30—44	44	31—56	40	26—54
Cr	256	58—439	178	117—239	193	101—252	216*	34—380	227	156—320
Cu	68	30—123	57	44—66	66	48—91	45	7—84	59	32—77
Zn	98	74—106	86	61—119	76	49—140	66	27—103	103	76—135
V	231	153—317	254	200—302	192	135—240	245	182—395	249	182—329
Sr	218	63—480	257	72—914	236	102—405	74	12—215	237	108—556
Li	16	5—30	15	7—25	40	5—146	15	4—32	34	14—55
Rb	8	4—14	6	<4—12	19	6—79	16	<6—36	19	7—36
Nb	5	2—11	7,5	5—12	6,5	3—11	—	—	5,5	3—7
Zr	155	65—218	199	144—243	192	102—254	150	88—260	127	85—146
Y	47	22—84	46	32—58	44	25—61	52	36—85	39	26—52
La	4,4	<2—10,8	8,8	6,9—10,8	8,7	8,5—10,9	—	—	6,5	5,0—8,9
Ce	13	<3—26,0	21,2	16,8—25,5	20,8	15,7—25,0	—	—	15,6	13,3—18,0
La+Ce/Y	0,37	—	0,65	—	0,67	—	—	—	0,57	—
Zr/Y	3,3	—	4,3	—	4,4	—	—	—	3,3	—
Nb/Y	0,11	—	0,16	—	0,15	—	—	—	0,14	—
P/Y	22	—	25	—	26	—	16	—	22	—

1. Базальты из внешних и внутренних Лигурид. 2. Базальты из Маггиораска, внешние Лигуриды. 3. Базальты Корсики, Баланья.
4. Базальты Корсики (восточной), Монте Пиано, Маджиоре и Инзекка. 5. Базальты Калабрии.

Таблица 11

Средний химический состав базальтовых пород офиолитовой серии Вуриноса (Греция) и Троодоса (Кипр). (Beccaluva e. a., 1979).

Элементы	Вуринос (1)		Вуринос (2)		Троодос (3)		Троодос (4)	
	х	предел	х	предел	х	предел	х	предел
SiO ₂ (%)	52, 5	48, 9—53, 6	54, 0	51, 8—55, 7	50, 6	44, 0—55, 1	51, 6	49, 5—52, 6
TiO ₂	0,76	0,45—1,01	0,30	0,19—0,44	0,51	0,21—1,28	0,34	0,28—0,39
Al ₂ O ₃	15, 8	14, 6—18, 4	14, 5	13, 5—15, 7	14, 8	11, 6—16, 7	14, 4	13, 1—15, 8
Fe ₂ O ₃	10, 5	9, 1—11, 0	8, 7	7, 1—10, 0	8, 8	7, 4—13, 4	8, 4	7, 6—9, 2
MnO	—	—	—	—	0,12	0,07—0,18	0,14	0,10—0,16
MgO	5, 5	3, 5—7, 2	7,0	5, 9—8, 2	6, 9	3, 0—12, 0	7, 7	4, 7—9, 1
CaO	4, 4	1, 8—8, 2	8,7	6, 2—12, 1	8, 7	3, 8—13, 9	10, 1	7, 9—12, 0
Na ₂ O	4, 4	3, 5—5, 6	2,5	0, 7—4, 0	2, 4	1, 0—6, 5	1,14	0,64—1,56
K ₂ O	0,59	0,15—1,54	0,15	<0,01—0,30	0,80	0,09—6, 1	0,92	0,13—3,45
P ₂ O ₅	0,04	0,02—0,07	0,02	<0,01—0,04	0,13	0,11—0,16	0,05	0,03—0,11
п. п. п.	4, 6	1, 8—6, 0	3,5	3, 1—3, 9	6, 1	2, 6—11, 4	4, 9	3, 9—5, 8
Ni	33	22—47	82	57—105	47	14—73	170	102—298
Co	41	31—52	41	35—48	54	34—70	70	45—114
Cr	61	28—130	281	154—402	95	65—200	380	60—750
Cu	84	9—175	75	20—134	72	10—136	55	28—91
Zn	94	82—106	86	63—115	—	—	—	—
V	321	241—443	280	238—313	286	189—380	223	195—258
Sr	84	45—146	90	48—165	118	29—653	90	43—127
Li	9	3—15	4	2—8	—	—	—	—
Rb	7	4—13	5	3—6	8	<1—37	29	5—51
Nb	—	<2—6	—	<2—4	1	1—3	1	<1—2
Zr	41	27—58	22	16—32	66	35—118	20	13—35
Y	19	9—29	8	2—13	28	19—48	15	7—47
La	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	—	—	—	—	7,4	5,1—8,7	3,2	0,7—6,4
La+Ce+Y	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr/Y	2,2	—	2,7	—	2,4	—	1,3	—
Nb/Y	—	—	—	—	0,04*	—	0,07*	—
P ₂ /Y	9	—	11	—	20	—	14	—

1. Основные эффузивы, а также силлы и дайки Крапа, Вуринос. 2. Основные дайки из Апрокамбо, Вуринос. 3. Основные породы и нижние пиллоу-лавы, параллельные дайки и силлы Троодоса. 4. Основные и пикритовые эффузивы, верхние пиллоу-лавы Троодоса.

фе пиллоу-лав, причем среди вулканитов верхней части разреза имеются включения глинисто-кремнистого красноватого материала, этим же материалом выполнены миндалины в эффузивах. Толща радиоларитов материально резко меняется в мощности, но при этом сохраняется облик осадков. В ряде районов радиолариты отсутствуют в разрезе и кальпионелловые известняки залегают непосредственно на офиолитах. Эти толщи представляют ритмичное чередование тонких слоев глин и кремней. Глины слагают 50—75 % радиоларитовой толщи, в виде слоев мощностью 0,4—4 см. Цвет их темно-коричневатый. В них включены мелкие блоки более уплотненного аргиллитового состава. Глины состоят более чем на 50 % из глинистых минералов, 0—5 % составляют радиолариты и разное количество микрозернистого кварца и гематита. Слои кремней имеют мощность 0,6—3 см и состоят из радиоларит (25—50 %). Светло-серые разности кремней состоят более чем на 50 % из радиоларитов. Ритмичное чередование красных и серых кремней в Лигурии весьма характерно (ленточные кремни).

Красные радиоляриты составляют главную часть разреза силицитов. Базальные слои (1—2 м) каждого разреза составляют обычно глины, без кремнистых слоев. Слои песчаников с офиолитокластами присутствуют в некоторых частях толщи радиоляритов. Слои кремней имеют различный тип наложения и внутреннюю структуру. Отмечены знаки течений, признаки мягкой деформации и градационной слоистости. В большинстве случаев слои кремней имеют резкие границы кровли и подошвы. Слои с градационной слоистостью (около 20 % от всех кремней) характеризуются уменьшением размеров радиолярий вверх по разрезу слоя, либо уменьшением размера серпентинитовых и глинистых кластов, либо увеличением глинистого компонента в виде слойков глин (Mc Brine et. al., 1977).

Отмечается местами широкое распространение симметричного типа градационной слоистости (Насцио Джордже). В целом представление о масштабах развития градационной слоистости, возможно, и преувеличено. Моделированные расчеты (Barrett, 1980) показывают, что скорость осаждения радиолярий при переотложении кремнистого осадка составляет менее 1 см в секунду, что много меньше, чем скорость осаждения того же размера кластических осадков (1—10 см/сек). Следовательно, возможности градации и сортировки радиолярий из турбулентного потока весьма ограничены. Ламинация наблюдается по смене темных и светлых слойков мощностью в несколько миллиметров: темные слойки богаты гематитом и глиной и включают более крупные радиолярии.

Ламинация свойственна лишь 20 % слоев, но также присутствует в верхах разреза слоев с градационной слоистостью. Ламинация, градационная слоистость и структуры размыва и давления отмечаются в Рокетта ди Вара (Garrison, 1974). Косая слоистость редка. Четковидное строение слоев довольно обычно. Местами наблюдаются признаки оползания осадка. Ленточные радиоляриты в этих участках смяты в складки, брекчированы и смешаны с линзами красных глин. На поверхности напластования радиоляритов нередко отпечатки борозд (большей частью 4 мм в диаметре—следы «голотурий») и округлые небольшие ямки—места прикрепления бентосных организмов.

Кремни состоят из микрозернистого кварца, содержат примесь детритовой глины (до 10 %), гематита (до 5 %) и реже обломков офиолитов и глин. Содержание окислов марганца до 0,5 %, кварц изредка замещен кальцитом некоторые раковины радиолярий в центре выполнены халцедоном. Слои секутся прожилками кварца с хлоритом. Детрит глин представлен хлоритом и иллитом. Иллит—преобладающий минерал глинистых прослоев. В низах разреза встречены слои радиоляритов, обогащенных марганцем (MnO составляет 9,7 %, суммарного железа—0,19 %, меди—75 ppm, цинка—15 ppm). Для химического состава радиоляритов характерно содержание SiO_2 80—90 %, суммарного железа—менее 2,5 %, Al_2O_3 —менее 3,5 %. Соотношение закисного и окисного железа определяется в интервале от 0,4 до 1,3. Есть примеры латеральной вариации химического состава при сравнении силицитов, залегающих непосредственно над офиолитами, с силицитами, размещенными на удалении от выходов офиолитов. Вероятно, недостаточно объяснять это влиянием на состав силицитов продуктов подводного выветривания офиолитов (Leoni, 1974). В основании разреза в некоторых слоях отмечается повышенный фон марганца, а изучение изотопов свинца подтверждает значимость гидротермального подтока (Barret, 1980). Подток гидротермального вещества на дно офиолитовой депрессии ослабевал по мере накопления кремнистой толщи—на это указывают петрографо-минералогические и геохимические данные.

В зоне Отрис Эллинид в толще кремней и красных глин выявлено широкое развитие параллельного напластования, а в редких случаях — косо́й слоистости (Nisbet et. al., 1974). Обособляется несколько типов наложения кремней с более или менее выраженными признаками градации (от слойка, насыщенного обломочным кварцем с примесью или большим количеством радиолярий, к глинистому слойку кровли). Выявляются также интервалы с более мощным слойком радиоляриевого алевролита, имеющего отчетливо параллельную ламинацию. Наиболее часто встречаемая мощность слоев, имеющих градиационную слоистость, определяется от 1 до 7 см.

Завершая рассмотрение кремней офиолитовой серии Апеннин и Эллинид, нужно подчеркнуть, что состав их указывает на преимущественно осадочный источник кремнезема. Парагенетически с кремнями в наиболее глубоководных прогибах ассоциируют красные и бурые глины, в разной мере содержащие кремнистый материал. Обломочный материал местами присутствует в базальных слоях. В менее глубоководных прогибах кремни ассоциируют с граувакками, аренитами (восточные Альпы, Луканские Апеннины и Калабрия, северная часть Центральной офиолитовой зоны Динарид).

Продукты осаждения из гидротермальных растворов, просачивавшихся на дно бассейна, приурочены к низам разреза толщи силицитов, вблизи контакта с офиолитами. Возникновение их объясняется выщелачиванием металлов фреатическими водами, проникавшими в массы погребенных эффузивных и габбро-гипербазитовых пород с последующим гидротермальным выносом металлов и возникновением сульфидных руд внутри базальтовой толщи и окисных марганцевых и железистых руд на контакте с кремнистой толщей и в ее базальных слоях.

Больших масштабов процесс выноса и осаждения металлов из гидротерм достигает в разрезах Восточно-Средиземноморской офиолитовой зоны, включая Загрос. Хорошо изучены кипрские умбры, используемые человеком с древних времен. На сегодня сохранились лишь их реликты. Умбры залегают на верхних пиллоу-лавах Троодоса. Накапливались они после завершения базальтового вулканизма, но изредка умбры переслаиваются с наиболее верхними лавами, облекают пористые шары лав и служат им прокладкой, выполняют трещины и разломы в лавах. В основном они выполняли западины вулканического рельефа пиллоу-лав. Шаровые лавы местами оползли по склону и затем вновь были перекрыты умбрами и другими осадками. Участками умбры пространственно сонаходятся с сульфидными рудами. Состоят умбры из слабо раскристаллизованных окислов марганца, примеси кварца и кальцевого апатита. Размещенные в толще лав осадки, богатые окисным железом (преимущественно гетитом), но бедные марганцем, т. н. о х р ы, тесно ассоциируют со стратиформными сульфидными рудами, перекрывая их. Они разобщены относительно умбр, но там, где верхние шаровые лавы отсутствуют, охры непосредственно перекрыты умбрами. Охры приурочены к блюдцеобразным впадинам, как и массивные сульфиды. Так же как и умбры, эти накопления обнаруживают осадочные структуры, включая градиационную слоистость, признаки оползания. Под сканирующим микроскопом структура их глобулярная. Предполагаемые источники выщелачиваемых металлов — лавовые массы. В умбрах встречаются слои (10—15 см) светло-серых кремней. Кремни коричневого окраса, щебеночного типа встречаются в оползневых телах умбр. Радиоляриевые кремни и другие связанные с ними породы перекрывают умбры. Переход между ними резкий.

Радиоляриты розовые и светло-серые, отчетливо слоистые, что подчеркивается вариациями содержания в них глинистого вещества.

В Вавле и Камбии мощность их достигает 35 м, но чаще радиоляриты маломощны и тяготеют к тем местным впадинам лавового палеорельефа, где умбры отсутствуют или маломощны. Прослой туффитов в них обнаружены не были. Внешне они заметно отличаются от радиоляритов Апеннин и Элинид: зернисты, порцелланитовой текстуры, с трещиноватой поверхностью. Горизонты розовых радиоляритов чередуются с темно-серыми кремнями, состоящими из халцедона. Под микроскопом в радиоляритах определяются хорошо сохранившиеся раковины радиолярий, замещенные халцедоном, с реликтами опала. Определяются также кристобалит и тридимит (?).

В строении офиолитовой серии хребта Аманус радиоляриты ассоциируют с микритовыми известняками, изредка песчаниками (Schwan, 1971). В Загросе радиоляриты, как отмечалось имеют обширное развитие. За исключением некоторых выходов (Найриз и др.), они явно преобладают по объему над офиолитовыми вулканитами. В сторону Аравийской платформы количество радиоляритов нарастает, радиоляриты ассоциируют с глинами, аргиллитами и микритовыми известняками; они включают пачки обломочных кремней с фаунистическими остатками триаса. Радиоляриты слагают либо самостоятельную толщу, либо чередуются с вулканитами. Для всей этой зоны весьма характерны марганцевистые разности радиоляритов, встречаются также рудные концентрации окислов марганца (месторождение Аб—Банд, Watters et. al., 1973). По опубликованным данным, помимо радиоляритов, вмещающая марганец толща включает коричневого цвета известняки, красные кремнистые сланцы, песчаники, яшмы и тонкие прерывистые слои туфов. Суммарная мощность богатых марганцем кремнистых слоев—темно серых и коричневых («шоколадных») составляет 5—6 м. Содержание марганца в радиоляритах определяется до 0,38 %, в красно-бурых кремнистых породах—1,48 % (железа 15,4 %), в породах, чередующихся со слоями коричневых радиоляритов,—23,42 %, в глинистых кремнистых породах—0,29 %, в рудах достигает 42 %. Состав кремнистых пород мелкозернисто-кварцевый, местами с обилием раковин радиолярий. Характерно резкое выклинивание по простиранию богатых марганцем слоев.

4.2.3. Офиолитокластические отложения. Наиболее подробная характеристика офиолитокластов приводится для района выходов офиолитов в северных Апеннинах. Здесь наиболее нижним уровнем их развития по разрезу является кровля серпентинизированных ультрабазитов перцолитового состава. Эти брекчии, скрепленные карбонатным цементом-офикальциты широко развиты также в Альпах. Офикальциты перекрываются либо другого типа брекчиями, либо базальтами, либо пелагическими отложениями—кремнями, глинами Паломбини (Cortesogno et. al., 1981). Офиолитокласты подразделяются на две свиты-брекчии Леванто и брекчии Фрамура. Первые возникли на месте, без существенного перемещения обломков серпентинитокластов, они прорваны осадочными дайками и гидротермально изменены в процессе накопления. Обломочное их строение нередко маскируется ввиду малого отличия обломков от цемента—представленного темно-зеленым андрадитом, хлоритом, мелкозернистыми зернами серпентинитов. Брекчии Леванто постепенно вверх по разрезу сменяются брекчиями Фрамура.

В брекчии Фрамура количество матрикса заметно увеличивается, появляются олистолиты серпентинитов. Состав матрикса сверху серпентинитокластический, в низах карбонатный. Признаки гидротермальной переработки и осадочных даек в них не отмечаются. Брекчии Фрамура перекрываются массивными базальтами, они порфиритовой структуры и обычно сильно брекчированы, и контакт их несет признаки за-

калки. Полигенетические брекчии, состоящие главным образом из обломков базальтов и габбро-брекчии Россола, развиты в верхней части разреза базальтов. В районе Паверето карбонатный цемент брекчий Фрамура замещен гематитом, а местами родохрозитом, браунитом и др. Среди обломков немало округлой формы габбрового состава. Полагается, что брекчии Леванто образовались ко времени достижения ультрамафитовых тел уровня дна бассейна и в связи с развитием множества трещин в зонах разломов и циркуляцией гидротерм, развитием метасоматоза. Стадия накопления брекчий Фрамура поначалу выражена выполнением трещин в теле нижележащих брекчий, с последующим перекрытием их и выравниванием рельефа.

Другим типом распространенных в северных Апеннинах офиолитокластов являются габбровые брекчии. Выделяются два типа исходных габбро: а) ассоциирующие с ультраосновными тектонитами и кумулятами и б) испытавшие полифазный преальпийский метаморфизм и возникшие в начальную стадию становления океанической коры. Габбровые брекчии подразделяются по сходству с материнскими породами на две группы (первая называется брекчиями Монте Капра, вторая—Монте Зеноне). Соответственно они представлены ферри-габбро и метагаббро. Важен и факт выявления среди габбровой брекчии многочисленных обломков плагиигранитов (Bortolotti et. al., 1976). Возникновение габбровой брекчии связывается с развитием зон разломов (поперечных и др.), вскрывших на дне габбро и сопряженные с ними ультраосновные породы, еще до излияния базальтов и, наконец, примерно на этапе после излияния базальтов, перед накоплением силицитов. Третий уровень офиолитокластов—габброкластов, либо смешанных габбро-серпентинитокластических пород с примесью базальтовых обломков встречен в северных Апеннинах, а также в прилегающих районах Альп, в основании свиты силицитов. Офиолитокластические песчаники и алевролиты чередуются с силицитами и сменяются ими вверх по разрезу. В Альпах чередки в этих слоях олистолиты серпентинитов.

В Динаро-Эллинидах офиолитокластические отложения переслаиваются в разрезе кремнисто-вулканогенной толщи с неофиолитокластическими обломочными породами: известняками и силицитами и включают потоки вулканитов и пачки туфов. В таких разрезах Центральной офиолитовой зоны, зоны Мирдита количество серпентинитокластов явно тяготеет к уровням накопления крупных олистолитов серпентинизированных ультрабазитов и уменьшается на удалении от них. Выше отмечалось, что разрез Вардарской зоны более насыщен офиолитокластами, так же как здесь имеются протрузии серпентинитов. Это обстоятельство указывает, что близость к выходам крупных массивов древнего фундамента, в данном случае Сербско-Македонского, не играет решающей роли в соотношении офиолитокластического материала с неофиолитокластическим обломочным—здесь важнее темпы их разрушения и привноса в зону седиментации, которые выше для эдафогенных отложений в Вардарской зоне, чем в Центрально-офиолитовой.

Наконец, один из важных этапов возникновения офиолитокластов в центральном Средиземноморье относится к выдвиганию офиолитов в виде покровов на континентальное обрамление. Мощные толщи офиолитокластов картируются в Эмилианских Апеннинах, здесь дана типизация олистостромово-олистолитовых накоплений, переходящих вверх по разрезу во флишевые толщи, также содержащие в разных пропорциях офиолитокластический материал. Все они относятся к постофиолитовой истории развития соседних с офиолитовыми корнями краев континента.

В заключение обратим внимание на существенные различия в ис-

тории возникновения офиолитокластов в центральном Средиземноморье и в Передней Азии. В Средиземноморье гораздо большие объемы офиолитокластов возникают на офиолитовой стадии, причем среди них много серпентинитокластов и габброкластов. В Передней Азии объемы этих отложений занимают весьма малое в объеме кремнисто-вулканогенной формации. Мощные офиолитокластические толщи, большей частью полимиктовые, а локально-серпентинитокластические и реже габброкластические формируются непосредственно за завершением офиолитовой стадии—основные их объемы заключены в мелководной граувакковой и сходных формациях раннего сенона при залегании базальных слоев этой формации на кремнисто-вулканогенной формации, а местами и непосредственно на ультрабазитах и габбро. Последующая история развития в этом регионе во многом была обусловлена наиболее обширной за мезозойское время трансгрессией моря в связи с общим поднятием уровня океана выше современного до 400 м (Океанология, 1980). Сокращение областей размыва приводит к замене терригенного осадконакопления карбонатонакоплением—возникают мощные толщи микрозернистых известняков. В центральном Средиземноморье постеофиолитовый этап на ранней стадии знаменуется развитием мощных карбонатных и глинисто-карбонатных накоплений (кальционелловые известняки и мергели Паломбини в северных Апеннинах), и лишь возникновение поднятий типа хребта Бракко и их шарьирование на континент приводит к вспышке накопления офиолитокластов, но уже не на месте возникновения офиолитов, а в смежных с ними прогибах на континенте.

5. ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ПОРОД

Значительный перепад глубин офиолитовых прогибов или же гидростатического давления, вероятно, имел первостепенное значение в латеральной изменчивости глубин водонасыщения осадков и тем самым направленности и скорости процессов диагенеза.

Не менее характерна латеральная резкая изменчивость мощностей кремнисто-вулканогенной толщи или же литостатического (конседиментационного) давления. Наконец, общая зональность эпигенеза—регионального метаморфизма была осложнена наложением глубинного гидротермального подтока в офиолитовую стадию. В постеофиолитовую стадию эпигенетические и метаморфические процессы нередко протекали на фоне аномально высоких горизонтальных давлений. Наконец, для офиолитовых серий характерен контрастно-гетерогенный состав слагающих ее пород—это силициты и известняки, обломочные породы, основные вулканыты, габбро, гипербазиты и др., подверженность вторичным изменениям у которых довольно разная. Силициты наиболее инертны, тогда как афировые эффузивы и витрокластические отложения насыщены метастабильным витрическим материалом.

Выделение в идеализированном разрезе офиолитовой серии фаций эпигенеза—метаморфизма и, тем более, картирование этих фаций представляют чрезвычайно сложную задачу последующих исследований.

Современная структура офиолитовых зон имеет сложную природу, еще далеко неясную. Орогенические движения и надвигообразование существенно исказили первичные пространственные соотношения слоев, пачек, свит пород.

Для региона Малого Кавказа обращает внимание следующее. Степень преобразования пород кремнисто-вулканогенной формации возрастает с глубиной в разрезе по скв. № 1—Чатма в Вединской зоне.

Цеолитизация вулканитов обнаруживается от кровли формации до глубины 600—650 м, в этом интервале определяются морденит и анальцит, последний до глубины 900 м. (Степанян, 1974). Цеолитизация, наблюдаемая по экзоконтакту «туфовых интрузий» в виде мелких разноориентированных прожилков анальцита и ломонтита, ассоциирующих с кальцитом и хлоритом, не может быть отнесена к региональному метаморфизму. Выявленные в вулканитах кровли формации у с. Гейсу, Севанской зоны, прожилки томсонита также обязаны своим происхождением гидротермам. Цеолитоносные породы были в той или иной мере размыты в этап накопления офиолитокластической граувакковой формации надофиолитового «чехла», и полная эпигенетическая колонка не сохранилась в ряде конкретных вертикальных разрезов формации.

Н. Л. Добрецов и др. (1972) считают необоснованным выделение цеолитовой фации как регионально-метаморфической ввиду неполного равновесия, зависимости конечных продуктов от исходного состояния породы (в частности, наличия стекла), большой роли метасоматических (гидротермальных) процессов на фоне структурно-литологического контроля. Поэтому допустимо выделение цеолитовой фации лишь как минеральной, в основном метасоматической фации.

В разрезе кремнисто-вулканогенной формации Вединской офиолитовой зоны по мере исчезновения с глубиной цеолитов отмечается усиление альбитизации и хлоритизации вулканитов. В наиболее мощных разрезах, от кровли к основанию все реже встречаются силициты, имеющие органическую структуру и, напротив, возрастает частота встречаемости реликтовых и микрозернистых структурных разновидностей, почти полностью исчезает халцедон и основная масса породы складывается крипто-микрозернистым кварцем. Глинистая примесь в силицитах повсеместно представлена гидрослюдами, реже хлоритом. Обычна нарушение диоктаэдрической структуры гидрослюд с появлением элементов структуры триоктаэдрической (по заключению Р. Г. Мхитаряна, для этих слюд характерна повышенная интенсивность нулевого рефлекса седьмого эллипса, вероятно, ввиду промежуточного заполнения октаэдрических позиций). Соотношение гидрослюд 1М и 2М варьирует широко по восходящему разрезу и даже в пределах отдельных пачек. Радиологический возраст формирования гидрослюд (определение по калий-аргоновому методу в пелитовых туффитах) равен 105 млн. лет. Эпигенетическое преобразование исходного витрического материала в гидрослуду, как видно, укладывается в интервал времени накопления формации. Пренит и пумпеллиит определяются лишь в вулканитах Зангезурской зоны, однако степень изученности этой зоны пока низкая и требуются дополнительные специальные исследования. В вулканитах Вединской и Севанской зон пренит-пумпеллиитовая самостоятельная фация не обнаружена. Нередкие случаи пренитизации по породам габбровой группы, выявлены работами Ю. А. Арапова, Г. О. Саркисяна, С. А. Паланджяна. Исследования (Саркисян, 1965) показали наличие в северо-восточной части Севанского хребта трех типов пренитизации: первый—сопряжен во времени с уралитизацией и хлоритизацией габбро-пегматитов и локальной интенсивной серпентинизацией и хлоритизацией перидотитов. Пренитизация следует за внедрением основных жильных пород и, вероятно, этот этап связан с формированием габбро-перидотитовых массивов и постмагматическими процессами этого этапа. Два других типа пренитизации относятся заведомо к постмеловому времени после внедрения диоритовых даек, парагенетически связанных с оруденением.

С л а н ц ы картируются прежде всего по тектоническому контакту формации с крупными массивами гипербазитов, далее—вдоль зон раз-

Таблица 12

Уровень постседиментационного преобразования пород офиолитовой серии и синхронных пород обрамления.

Формации офиолитовых зон	Стадии эпигенеза	Минеральные новообразования	Формации Сомехо-Карабахской зоны	Стадии эпигенеза	Минеральные новообразования
Граувакковая K_{sp_2}	Начальная	Монтмориллонит, анальцит	Осадочно—пирокластическая, K_{sp_1}	Начальная	По туфам: монтмориллонит, хлорит, клиноптилолит, гейландит.
108 — Кремнисто—эффузивная Севанской офиолитовой зоны, $K_{a1}—K_{sp_2}$	Глубинный эпигенез-ранний метакгенез	По вулканитам: хлорит, альбит гидрослюда, кварц, карбонат. В низах разреза-кварц, хлорит, эпидот. По силицитам: микрозернистый кварц, изредка халцедон, по глинистой примеси-гидрослюда 1M и 2M ₁	Эффузивно-вулканокластическая $K_{t_2}—st_2$	Начальная, в низах — глубинный эпигенез	По вулканитам: шабазит, томсонит, сколецит, в средней и нижней частях разреза-анальцит, натролит, альбит, хлорит
Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая Вединской офиолитовой зоны $K_{a1}—K_{sp_2}$	Глубинный эпигенез	По вулканитам: в верхах разреза-морденит, анальцит, ломонтит, хлорит, в низах разреза—хлорит, альбит, кварц. По силицитам: микрозернистый кварц и часто халцедон, в низах разреза—микрозернистый кварц. По глинистой примеси-гидрослюда 1M и 2M ₁ .	Вулканокласто-седиментогенная $K_{a1}—K_{t_1}$ K_{t_2}	Начальная*	По туфам среднего-кислого состава: монтмориллонит, кварц, глауконит, селадонит, местами каолинит.

* Данные по краевым частям палеоструктур синклинорного типа, зоны наибольшего погружения в верхнем мелу не вскрыты.

ломов, секущих формацию, наконец, сланцы выступают в виде тектонических клиньев в зонах разломов и ограничены резкими контактами от вмещающих пород. На водораздельной части Севанского хребта в зоне тектонического контакта с гипербазитами Джил-Сатанахачского массива выявлены карбонат-эпидотовые, мусковит-кварцевые, актинолит-эпидотовые, иногда амфибол-пренитовые, изредка глаукофановые, кварц-эпидотовые сланцы и кварцитоподобные породы. Мощность этой полосы не превышает 15—25 м и отмечается постепенный переход сланцев к менее метаморфизованным исходным породам—основным вулканитам и силицитам. Такая переходная зона подробнее изучена в басс. р. Саринар. Ее внешний (по отношению к кремнисто-вулканогенной формации) контур местами прерываема спорадически развитыми узкими полосами глаукофансодержащих хлоритовых сланцев. Внутри серпентинизированных гипербазитов параллельно ему развиваются серпентинитовые сланцы. Серпентиниты представлены хризотилом. Вдоль зон тектонических контактов, где серпентиниты участками рассланцованы, обнаруживается приуроченность к ним, а также к зонам дробления внутри массивов гипербазитов хризотил-антигоритовых и антигоритовых серпентинитов. Очевидно более позднее образование антигорита, образующего прожилки, секущие участки с хризотилом (Паланджян, 1971).

Зоны развития сланцев не ограничиваются указанными тектоническими контактами, но охватывают также внутреннюю часть тела формации и более верхние структурные ярусы офиолитовых поясов. Например, в районе с. Бахчаджуг в зоне разлома были определены (Книппер, Соколов, 1976) альбит-кварц-гематит-хлоритовые, хлорит-эпидот-карбонатные, хлорит-магнетит-лейкоксен-альбитовые, мусковит-кварцевые сланцы, постепенно сменяющиеся в стороны от разлома вулканитами и силицитами. К разломам меньшего порядка приурочены рассланцованные хлоритизированные и эпидотизированные вулканиты с зачатками сланцеватой структуры, силициты с микрогранобластовой и пятнисто-гранобластовой структурой, местами гранатсодержащие яшмы.

Некоторые разломы маркируются брекчированными силицитами, сцементированными гидротермальным кварцем, наивысшая температура гомогенизации включений в котором определяется в 260°C. Такие разломы встречены в верхней секции кремнисто-вулканогенной формации (с. Гейсу и др.). Обломки таких силицитов обнаруживаются в составе конгломератов надофиолитового «чехла», датированных поздне-коньякским временем. Очевидно, это внутриформационные образования офиолитовой серии. Как ранее отмечалось, многочисленные в силицитах мелкие кварцевые прожилки, включающие окислы марганца, а также гидрослюда и мусковит (прожилки эти не затрагивают вулканиты), указывают на преобразование внутриформационного вещества к завершению офиолитовой стадии.

В виде тектонических клиньев и глыб в составе кремнисто-вулканогенной формации и блоков в полимиктовом серпентинитовом меланже определяются метаморфические сланцы (сланцеватые сланцы и амфиболиты), образовавшиеся за счет пород более древних, чем вмещающие. Радиологический их возраст колеблется главным образом в интервале от 160 до 190 млн. лет (Меликян и др., 1967; Морковкина и др., 1977; Кашкай, Аллахвердиев, 1973), изредка более. Породы эти относятся вероятнее всего к формациям киммерийского, герцинского* и байкальского этапов. Как видно из табл. 12, породы надофиолитового «чехла» находятся на более низкой ступени эпигенеза, отвечающей начально-эпигенетическому уровню преобразования исходного вещества, и

Примечание: возраст (Rb/Sr) альмандиновых амфиболитов у г. Амасия равен 330 ± 42 млн. лет (Меликсетян и др., 1984).

лишь в зонах наибольших мощностей граувакковой формации отмечаются переходы к фации глубинного эпигенеза.

Наименее изучен этот вопрос для отложений доофиолитовой стадии. В краевых формациях Севанской и Вединской зон эти отложения по степени преобразованности относятся к начальной стадии эпигенеза. Однако мы не знаем, каков уровень преобразования синхронных им более глубоководных отложений. Отложения, вероятно, относящиеся к доофиолитовой стадии, обнажаются на юго-востоке Севанской зоны в басс. р.р. Тертер и Акера. Но изучены они литологически недостаточно. В составе глинистых пород обнаруживается в большом количестве монтмориллонит (Соколов, 1977). Поскольку залегающая над этими отложениями кремнисто-вулканогенная толща офиолитовой серии преобразована на уровне глубинного эпигенеза, то это может служить еще одним доказательством не стратиграфического, а тектонического соотношения между этими двумя толщами.

Разный уровень эпигенетического преобразования вещества этих двух толщ может быть, на первый взгляд объяснен тем, что кремнисто-вулканогенная толща имеет более древний возраст, чем возраст флишовой толщи. Возможно и иное объяснение—эти толщи примерно синхронны, но слагали разные фациальные зоны; кремнисто-вулканогенная толща накапливалась при продолжительном конседиментационном вулканизме и более высоком тепловом потоке в пределах осевого трога в условиях большего литостатического давления. В последующем произошло надвигание этой толщи на флишвидные отложения соседней фациальной зоны.

Итак, региональное преобразование вещества в офиолитовых зонах Малого Кавказа было сопряжено со сложно сочетавшимся гидротермальным преобразованием пород вдоль зон разломов и динамометаморфизмом в связи с надвигообразованием и протрузиями. Большая часть секции разреза кремнисто-вулканогенной формации, как видно, принадлежит фации глубинного эпигенеза и начальной ступени фации зеленых сланцев, глаукофановые сланцы имеют ограниченное распространение в Севанской зоне и практически не обнаруживаются в Вединской.

Сопоставление уровня преобразованности кремнисто-вулканогенных толщ Малого Кавказа с соседними офиолитовыми зонами Малой Азии и Ирана представляет задачу будущих исследований. В пределах этих территорий гораздо лучше изучены вопросы более древнего метаморфизма и глаукофанового метаморфизма, обширно проявленного в пределах офиолитовых зон.

На территории Малой Азии в зоне развития офиолитовой ассоциации уже на первых этапах исследования выделялись породы, относимые к зеленокаменным, а также менее метаморфизованные породы (включая андезиты и кератофиры), относящиеся к верхней секции офиолитового разреза, либо слагающие отдельные блоки в зонах меланжа (Ilhan, 1964). Развитые вдоль офиолитовых зон участки и крупные поля вулканитов, преобразованные в глаукофановой фации, занимают большие площади в Северо-Анатолийской офиолитовой зоне (Bingöl, 1974), а также известны в Южно-Анатолийской зоне (Болкардаг и др.). В пределах Битлисского массива выделяется более ранняя зеленокаменная фация и наложенный на нее метаморфизм высоких давлений (Hall, 1979). В Ликийском Тавре, Анталье, в покровах западного Тавра и выходах офиолитов Карсанта-Позанта картируются кремнисто-вулканогенные толщи—слабометаморфизованные (вероятнее всего, в фации глубинного эпигенеза). Более сильнометаморфизованные породы отвечают границе зеленокаменного и амфиболитового метаморфизма (Whitechurch, 1979). Подробно они изучены в массиве Карсанта-Позан-

ты (Cakir et. al., 1978). Кварциты здесь образовались по кремнистым осадкам, вмещающим иногда глинистую примесь, пласты чиполино—за счет известняков, слюдистые сланцы—за счет глинистых пород, амфиболиты и эпидозиты—по основным вулканическим породам, включая туфы. Обилие амфиболитов и кварцитов сопоставимо с соотношением основных вулканитов и радиоляритов в неметаморфизованной толще, которая по тектоническому контакту сочленяется с метаморфитами. Условия зеленосланцевого метаморфизма по парагенезису минералов соответствуют зоне альмандина, хлорит-мусковита.

Породы офиолитового разреза северных Апеннин преобразованы в интервале от зоны анхиметаморфизма (известняки с кальпионеллами и глины Паломбини содержат иллит, смешанно-слоистый парагонит-мусковит и хлорит) до пренит-пумпеллиитовой фации (базальты, залегающие ниже радиоляритов). В радиоляритах глинистые прослои представлены $2M_1$ иллитом и редкими зернами каолинита (Venturlli, et. al., 1977, Folk et. al., 1978). От амфиболитовой до зеленосланцевой фации преобразованы породы офиолитовой серии зоны Церматт-Саас, в западных Альпах. Празиниты, метагаббро, линзы эклогитов и серпентинитовые сланцы, выше них кремнистые и известняковые сланцы являются аналогами базальтов, габбро, гипербазитов и радиоляритов разреза северных Апеннин. В подзоне Комбин Пьемонта породы офиолитовой ассоциации метаморфизованы слабее (Ernst, 1976). Таким образом, высокометаморфизованные офиолиты зоны Церматт-Саас симметрично обрамлены офиолитовыми зонами со слабо проявленным метаморфизмом. Здесь важно обратить внимание на радиологический возраст зоальпийского метаморфизма в 110—80 млн. лет (таков же возраст эклогитов, голубых сланцев). В зоне Сесия-Ланцо им синхронны кварц-жадеитовые породы. Второй этап метаморфизма—36—38 млн. лет выражен амфиболитовой и зеленосланцевой фациями, которые сопровождаются полифазными деформациями. Завершение их относится к времени накопления олигоценовой молассы (Dal Piaz et. al., 1975).

Таким образом, отличием метаморфизма офиолитовой серии Средиземноморья является протяженный зональный тип распределения офиолитов и вышележащих силицитов включительно, метаморфизованных в амфиболитовой фации, относительно зеленосланцевых и эпигенетически преобразованных толщ, размещенных по краям. Вторым важным признаком является наложение на глаукофановый метаморфизм зеленосланцевого метаморфизма. Между тем в переднеазиатском секторе наиболее метаморфизованные породы офиолитовой серии отвечают границе амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, притом они имеют лишь локальное развитие и, вероятнее всего, обусловлены развитием крупных поперечных разрывов. Кроме того отметим, что в переднеазиатском секторе зеленосланцевый метаморфизм предшествовал глаукофановому. При этом важно подчеркнуть приуроченность глаукофанового метаморфизма к постеофиолитовому этапу. По простиранию офиолитовых зон намечаются некоторые вариации в степени метаморфизованности пород. По-видимому, в целом в восточных Альпах имеется некоторое его ослабление, то же при сравнении офиолитов Калябрии и Луканских Апеннин с лигурийскими офиолитами. Вкрест простирания перепады уровня метаморфизованности оказываются резкими в траверсе от Лигурии к зоне Церматт-Саас и Комбин. В переднеазиатском секторе латеральные вариации степени метаморфизованности офиолитового сообщества остаются менее изученными. Первое представление о меньшей метаморфизованности пород в восточном его секторе требует дальнейшего подтверждения. Для малокавказского пересечения

можно считать доказанным более высокий уровень регионального эпигенеза-метакгенеза в Севанской зоне сравнительно с Вединской. Палеотектонические провинции Мезотетиса, как видно, имеют свои особенности проявления метаморфизма—его уровней и пространственного размещения. Эпидот-амфиболитовый, а также зеленосланцевый метаморфизм юга Передней Азии (Карсанта-Позанта и другие) маркирует замкнувшиеся офиолитовые трог и время возникновения чешуячато-надвиговых структур, еще более достоверно к зонам разломов пост-офиолитового этапа тяготеют зеленосланцевые толщи офиолитов (глубокие ступени фации) других областей Передней Азии, включая Малый Кавказ. Наиболее проблематичен генезис высокобарического метаморфизма офиолитов Альп и Апеннин—для образования таких пород более конструктивна схема наличия достаточного избыточного давления на меньших (чем в плитотектонической модели) глубинах, давления встречного тектонического или в комбинации с флюидным (Dal Piaz et. al., 1972, Добрецов, 1968, 1977), объясняющая редуцированность в Мезотетисе зон субдукции.

6. МЕЗОТЕТИС: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

История развития представлений об океане Тетис рассматривалась неоднократно. В отечественной литературе наиболее полно этот вопрос обсуждался в последние годы (Цейслер, 1977, Белов, 1981) с позиций формационного анализа стратифицированных толщ и региональной геологии и палеогеографии. Во многом это облегчает и нашу цель—раскрытие предьстории Мезотетиса. Задача состоит в реконструкции этой области в палеозое с актуалистических позиций—сопоставим ли Палеотетис с современными океанами или же это была обширная область мелководных морей без существования самой океанической впадины. При этом надо исходить из того, что океанической не может быть всякая впадина, включающая новообразованную кору океанического типа, как например Красноморский рифт. Отнесение его к микроокеаническим впадинам, как нам представляется, вносит лишь неоднозначность в определение океанов—наиболее крупных на поверхности земли глубоко-водных бассейнов, которые образуют взаимосвязанную систему.

Следующая задача состоит в выяснении пространственного соотношения Палеотетиса и Мезотетиса, прежде всего тех зон, в пределах которых происходил базальтоидный вулканизм, сопровождавшийся поднятием к поверхности ультрабазитов или же протекавший без них. Следует подчеркнуть важность реконструкций истинно офиолитовых сутур в этой области в разрезе и палеозоя, и мезозоя для рассмотрения вопросов наследованного развития зон глубинных разломов за эти два крупных этапа в развитии Тетиса. Поскольку возрастная датировка, состав и строение и особенно структурная позиция офиолитов Палеотетиса во многом затушеваны последующими процессами метаморфизма, складчатости, разрывными деструкциями, то первоочередное значение приобретает обсуждение тех зон палеозойского вулканизма, которые размещены в пределах менее дислоцированных областей платформенного типа, на границе с эвгеосинклинальным Палеотетисом.

6.1. Домезозойская история развития региона

Достоверно океанические отложения пока не известны в разрезах палеозоя Передней Азии и Средиземноморья—об этом подробно будет сказано ниже. Более или менее уверенно удастся типизировать отложения и продукты вулканизма, сходные с островодужными современных океанических областей. В предлагаемых палеогеографи-

ческих реконструкциях Палеотетиса, даже в наиболее подробных (Белов, 1981) эти вопросы решаются в первом приближении и обычно комплексы, относимые к островодужным, включают (по легенде) также и реликты океанических осадков. Такая интерпретация, конечно, объективно исходит из пока еще непреодолимых трудностей расшифровки палеозойской палеогеографии, запечатленной в сложных покровных структурах запада Альпийской складчатой области. Те же трудности встречаются при ретроспективных построениях для более восточных частей—при этом для Передней Азии, в особенности, многоэтапно проявившийся метаморфизм существенно видоизменяет палеозойские образования, развитые по периферии крупных выступов древнего метаморфического фундамента и делает их начальную природу трудно опознаваемой.

Подробный анализ всех проблематических вопросов палеографии Палеотетиса выходит за рамки наших задач, также как определяется уровнем их изученности.

Перейдем прежде всего к краткой характеристике строения допалеозойского основания региона.

Крупные массивы Малой Азии и Малого Кавказа: Мендересский, Киршехирский, Болудагский, Цахкуняцкий и ряд древних массивов Ирана имеют двухчленное строение разреза метаморфических пород. Нижняя серия метаморфизована на уровне амфиболитовой фации, высокого отношения Р/Т условий, для ряда выходов отмечается дистенсиллиманитовая фациальная серия (Метаморфические комплексы..., 1977, Хушманзаде, 1977), верхняя—на уровне зеленосланцевой фации. Литология пород, подвергшихся метаморфизму, разнообразна. Общим же признаком является доминирование осадочных пород в нижней серии и вулканитов—в верхней, причем изредка они сочетаются с метаофиолитами.

Наиболее спорен возраст древних метаморфических пород, т. е. возраст наиболее раннего регионального метаморфизма—поскольку практически для всех известных массивов доказывается неоднократность его проявления и разнообразие форм.

В Малой Азии радиологически наиболее древний возраст приведен для массивов Битлис (920, 526 млн. лет) и Мендерес (529 млн. лет—по гнейсам ядра), причем в первом возраст гранитов 639 млн. лет и 326,5 млн. лет (Brinkmann, 1976).

В центральном Иране гнейсы, амфиболиты и сланцы района Саган-Пост Бадам и вышележащие, менее метаморфизованные терригенные породы несогласно перекрываются вендом или инфракембрием—серия «Ризу» (Хушманзаде, 1977). Вендские отложения перекрывают древние метаморфические породы и в районе Такаб. На северо-западе Ирана, в горах Солтанье формация Баяндор—эвапориты и красноцветы венда—перекрывают филлиты и низкотемпературные сланцы с прослоями кислых метавулканитов. На востоке центрального Ирана наиболее древние породы—сланцы с дистеном, гранатом, силлиманитом, включающие амфиболиты и мраморы (комплекс Саркух), датируются в 1307 млн. лет (Rd/Sr).

В Санандадж-Сирджанской зоне инфракембрийские доломиты перекрывают метавулканиты и слабометаморфизованные осадочные породы (район Махабад). Наиболее древние радиологические датировки по этой зоне дают цифры 404 млн. лет (по гнейсам, K/Ar). Сходные цифры получены по мономинеральным фракциям мусковита и амфиболов (Pamič et al., 1979). В горах Эльбурса, юго-западнее г. Решт метаморфический комплекс с предполагаемым угловым несогласием перекрыт

отложениями палеозоя-триаса. Наиболее древний радиологический возраст метаморфических пород примерно тот же, что и в Санандаж-Сирджанской зоне. В зоне Главного южного надвига Эльбурса метаморфическая докембрийская толща Аламкух перекрыта неметаморфизованной докембрийской формацией Кахар, причем инфракембрий перекрывает формацию Кахар без резкого несогласия, хотя стратиграфический перерыв значителен и выражен западнее внедрением гранитоидов (Штеклин, 1977).

Наиболее древние породы, известные на Малом Кавказе, обнажаются в ядрах антиклинорных структур Сомхето-Карабахской тектонической зоны Малого Кавказа, в центральной складчатой зоне и фрагментарно в зонах глубинных разломов, которым подчинены офиолиты. Исследования пород фундамента Цахкуняцкого массива (Агамалян, 1974) показали присутствие в разрезе двух уровней метаморфизма. Полиметаморфическая нижняя серия, сильно дислоцированная, по составу гнейсово-кристаллически-парасланцевая подразделяется на свиты: пятнистых сланцев (за счет глинистых отложений с пачками калькаренитов и доломитов), турмалиновых мусковит-кварцевых сланцев (по бороносным кварцевым глинистым песчаникам, в верхах разреза — также по карбонатным породам), графитовых гранат-кварц-двуслюдяных сланцев (по углистым глинистым отложениям). Зеленосланцевая серия залегает несогласно и представлена метаморфизованными основными, средними и кислыми вулканитами. Нижняя серия преобразована в дистен-мусковит-кварцевой субфации альмандиновых амфиболитов, с последующим диафторезом в условиях зеленосланцевой фации. Последняя характерна и для пород верхней серии (кв.-альб.-муск.-хлор., а также кв.-альб.-эпид. субфации). Возраст метаморфизма нижней серии по региональной корреляции и на основании единичных радиологических датировок вероятнее всего рифейский (поздний рифей?)*. Мелкие выходы древнего комплекса известны в Сомхето-Карабахской зоне (верховье р. р. Ахум, Асрикчай). Это серицит-графит-мусковитовые, кварц-графитовые сланцы, с прослоями кварц-антофилитовых и кварц-хлоритовых сланцев, развившихся, вероятно, по вулканитам основного-среднего состава (Азизбеков и др., 1972). Выше них следуют филлиты с прослоями кварцитовидных песчаников, с линзовидными прослоями мраморов. Суммарная видимая мощность не превышает 170 м.

Альмандиновые амфиболиты Севанской офиолитовой зоны в виде тектонических клиньев включены в офиолиты (район с. Зод). В Зангезурской офиолитовой зоне древние метаморфиты выявлены в виде ксенолитов в интрузивах и дайках района с. Сваранц (К/Аг возраст 290 млн. лет, Гукасян, 1969). Метаморфические сланцы, выступающие по левобережью Аракса (с.с. Шванидзор, Ньюады) по западному крылу офиолитовой сутуры, условно коррелируются с зеленосланцевой серией древнего комплекса, но, возможно, эта толща посткембрийская-доверхнедевонская (Ходжабемян, 1980).

По восточному борту Вединской офиолитовой зоны фрагментарные выходы метаморфитов с. Пазмара Ордубадского района (гнейсо-сланцы, амфиболиты, метабазиты, метакератофиры) к байкальскому комплексу относятся условно. Кварц-ставролит-гранат-двуслюдяные сланцы (биот-ставр.-гр.) вскрыты глубокими скважинами у с. Тазагюх, единичный коренной (?) выход пород нижней серии — амфиболитов, слюдяно-кварцевых и кварц-полевошпатовых сланцев известен в ядре Ераносской антиклинали (Егоян, 1955). Породы верхней филлит-зеленосланцевой серии Цахкуняцкого хребта вмещают мелкие

Примечание: возраст мигматит-гранитов (Rb/Sr) равен 610 ± 36 млн. лет, (Багдасян, Гукасян, 1983).

выходы ультрабазитов, совместно с ними складчатых и метаморфизованных. Вулканиды маркируют протяженность палеоразломов. Есть и прямые, и косвенные признаки того, что верхняя серия отсутствовала в разрезе древнего метаморфического комплекса Гегамского нагорья, района Тазагюхского поднятия, вероятно, и Варденисского хребта. Горы верхней серии достоверно не выявлены глубокими скважинами, вскрывшими древние сланцы в районе Тазагюхского поднятия, которые перекрыты малоомощным флишеидным палеогеном и миоценовой молассой. Судя по составу терригенных минералов: циркон-турмалин-рутиловая ассоциация известняков и терригенных пород верхнего девона—карбона басс. р. Веди (Нисанян, 1974), в размыв были вовлечены скорее всего рутилоносные породы нижней серии древнего метаморфического комплекса. В составе позднемерловых конгломератов этого же региона доминируют обломки пород, сопоставимые с породами нижней серии докембрийского комплекса.

В Центральных и Западных Альпах массивы древнего кристаллического фундамента выступают главным образом в Гельветской, Пеннинской зонах и в южных Альпах. Их продолжение обнаруживается и в соответствующих частях восточных Альп. Кристаллические массивы Гельветской зоны автохтонны, тогда как в сложных покровах Пеннинской зоны они могут быть и в аллохтонном залегании (Dal Piaz et. al., 1975; Белоусов, 1978). В строении кристаллических массивов Гельветской зоны участвуют парасланцы, обычны основные магматические породы, мигматиты, гранито-гнейсы и их секущие крупные тела гранитов. Гранулитовая фация метаморфизма, а местами амфиболитовая, связываются с каледонским этапом, а более поздняя переработка фундамента в фации амфиболитовой (низких давлений)—с герцинским этапом. Массивы эродированы и перекрыты песчаниками и конгломератами карбона и карбонатными осадками триаса. Уровень альпийского метаморфизма, наложенного на кристаллический фундамент, достигает амфиболитовой фации, ослабевая к юго-западу до зеленосланцевой и цеолитовой фаций (Dal Piaz et. al., 1975). Сходная картина полифазного метаморфизма получена и для Центральных и Восточных Альп, причем в южных Альпах нет явных признаков альпийского метаморфизма, что имеет важное значение для палеотектонических реконструкций.

Наиболее древний возраст по радиологическим данным определяется для гнейсов массива Готтард (1000—1500 млн. лет). Раннепалеозойские события—возникновение метаморфитов в гранулитовой фации датируются в 400—500 млн. лет многочисленными радиологическими определениями.

Продукты основного магматизма, относимые к офиолитовой серии (эокаледонской), известны в зоне Ивреа и в Австридах. Однако нет более определенных данных о возрасте этих образований (возможно они раннекаледонские, а может и древнее). Метаморфизм каледонского этапа, как выясняется, относится к умеренным давлениям и высоким температурам (гранулиты, эклогиты альмандин-амфиболитовой фации).

Уровень метаморфизма фундамента южных Альп на восточном их продолжении, в Гельветской зоне Французских Альп, отвечает зеленосланцевой фации.

Осадки зоны Ивреа, преобразованные в биотитовые гнейсы, датируются поздним протерозоем (около 1000 млн. лет Rb/Sr), определения по обломочному циркону и галькам гранитов из конгломератов залегающего выше комплекса дают 600—630 млн. лет (Складчатые области..., 1978).

С каледонским этапом связывают многочисленные проявления кис-

лого интрузивного магматизма. Продукты вулканизма—порфириты—вовлечены в герцинские движения и наиболее вероятное стратиграфическое их положение—на границе ордовика и силура. В разрезе Сербско-Македонского и Родопского массивов преобразованные в альмандин-амфиболитовой фации наиболее древние породы (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты) относятся к архейско-протерозойским. Выше них различается т. н. средний докембрийский комплекс, относимый к позднему протерозою (преобразованные в зеленосланцевой фации слюдистые сланцы, кварциты, песчаники), на Сербско-Македонском массиве его мощность достигает 3 км и он прорван каледонскими (ордовикскими) гранитами. Перекрывают их слабо-метаморфизованные осадочные толщи ордовика-силура.

Из-за неполноты петрологической изученности массивов древних метаморфитов и неоднозначности радиологических данных пока не может быть достоверно решен вопрос о возрасте пород и нижней, и верхней (зеленосланцевой) серий Малой Азии (Brinkmann, 1976). Общность меридионального простирания структур нижней серии с древнейшими образованиями Родоп и Криворожской серии Украинского щита, гнейсовой серии массивов Мендерес и Киршехир является примечательной для проведения возрастной между ними аналогии, полагая, что нижняя докембрийская серия Малой Азии является дорифейской и вероятнее всего ранне-среднепротерозойской (Складчатые области..., 1978).

А. А. Белов (1981) полагает, что «останцы» дорифейских комплексов имеются в Перигондванской платформенной области (юго-западный Памир, Афганистан) и по краям Восточно-Европейской платформы (фундамент Мизийской плиты, Франко-Испанская платформа). Для остальной части Альпийской области среди кристаллических массивов не определено дорифейских комплексов—ими могут оказаться метаморфиты Родопского массива, а также метаморфиты зон глубинных разломов (Иврея, Калабрия, Гибралтарская дуга).

Перейдем к краткой характеристике основных черт строения и палеогеографии отложений палеозоя, которая дается прежде всего по материалам, приведенным в сводке А. А. Белова (1981), а также по работам других отечественных (Аракелян, Нисанян, 1974; Гамкрелидзе и др., 1981, Адамия и др., 1979) и зарубежных исследователей.

Нижнепалеозойские отложения имеют широкое развитие на северо-западе Малой Азии.

Балкано-Понтийская зона палеозойского осадконакопления (Хаин, 1970) охватывает разрезы Истранджи, Коджаэли до массива Болу. По А. А. Белову (1981)—это терригенно-сланцевый прогиб типа краевого моря и континентального склона, в который обломочный материал сносился с севера из области поднятий на месте Черного моря. На востоке зоны эти отложения несогласно налегают на метаморфизованные в зеленосланцевой фации диабазы, спилиты, кварцевые кератофиры, а также связанные с ними по разрезу мраморы, апопелиты и конгломераты докембрия. Верхняя часть непрерывного разреза карбонатно-терригенного палеозоя района Стамбула латерально к востоку пополняется обильными продуктами основного вулканизма (г. Измит). Имеются примеры несогласного налегания среднепалеозойских отложений с выпадением силура и ордовика. В Зангулдагской зоне силур-визейский разрез представлен карбонатными отложениями платформенного чехла, основание которого не вскрыто. В восточной Анатолии и восточном Понте раннепалеозойские отложения достоверно не выделены. Миогеосинклинальные терригенные и терригенно-карбонатные разрезы палеозоя слагают несколько прерывистых выходов в Ликии, в западном и восточном Тавре. На юго-востоке Анатолии эти отложения вскрыты сква-

жинами. Исходя из наших задач, обратим прежде всего внимание на специфические разрезы, которые включают продукты вулканизма и морские отложения, с ними ассоциирующие.

На юго-востоке Анатолии, у г. Мардин, кембрий несогласно залегает на мощной вулканогенно-терригенной серии позднего рифея-венда и состоит из красноцветных терригенных толщ, доломитов, известняков, кремнистых пород и кислых туфов, девон представлен терригенно-карбонатными отложениями, нижний карбон—известняками. Стратиграфическое несогласие довольно определенно фиксируется между пермью и более древними отложениями.

Интересно, что автохтонные отложения палеозоя Тавра метаморфизованы в зеленосланцевой фации, тогда как залегающие в аллохтонном залегании (кроме района Ликийского Тавра) испытали лишь эпигенетическое преобразование.

Особый интерес представляет полоса развития вулканогенно-осадочного палеозоя от Бурсы до Амасии. Разрез слагают вулканы основного состава, а также граувакки, датируемые пермо-карбоном (Brinkmann, 1971, Bingöl, 1974). Гипербазиты отмечаются в пространственной связи с метабазами (Коздаг-Улдаг-Билечик-Карагел), причем обломки офиолитов обнаруживаются в пермских отложениях (Fourquin, 1976). Секущие гипербазиты гранитоиды радиологически датируются в 233 ± 31 млн. лет, т. е. могут быть пермо-триасовыми. А. А. Белов (1981) полагает, что возраст доверхнепалеозойских комплексов, включая офиолиты, точно не установлен.

Восточнее Амасии, в районе Эрзинджана вулканы и метаморфические породы предположительно относятся к пермо-карбону (Bergougnan, 1976). В восточном Понте возраст гранитов Гюмушхана свинцовым методом определяется в 298 и 338 млн. лет. Калий-аргоновый возраст тех же гранитов—162 млн. лет—указывает на время последующих термальных воздействий (Sengör et. al., 1980).

На Малом Кавказе средне-верхнепалеозойские отложения развиты в юго-западной его части. Наибольшие их мощности определяются в басс. р. Аракс, а сокращение мощностей—севернее в басс. р. Аргичи. Отсутствуют они в разрезе глубоких скважин у с. Айнтап, западнее Еревана, а также на Цахкуняцком хребте, где выступает древний метаморфический комплекс, перекрытый несогласно мезозоем.

Исследования последних лет указывают на более широкое площадное развитие отложений среднего-верхнего палеозоя (рис. 27). Таковы находки в Севанской офиолитовой зоне обломков известняков франского яруса в районе Сузуслукской гряды (Соколов, 1977), поздне триасовых песчаных известняков (с вулканомиктовой примесью)—в басс. р. Акера (Соловкин, 1950), обломков известняков с плохо определимыми брахиоподами палеозоя—в конгломератах раннего сенона Севанского хребта. Хотя в этих же местах коренные их породы обнаружены не были, сам факт выявления крупных обломков весьма примечателен. В районе Зодского перевала найдены глыбы известняков-ракушечников с *Holobia porica* Mojs. (верхн. триас). Серпентиниты Шахдагского хребта прорваны дайками габбро-пироксенитов и спессартитов, К/Аг возраст которых 322 ± 2 млн. лет (Гасанов, 1980). По данным сейсмического профилирования, вероятно наличие палеозойских мощных отложений в строении Кафанского антиклинария (Саркисян и др., 1977) и в пределах запада Ширакского хребта.

В разрезе отложений Еревано-Ордубадской зоны рutil-турмалин-цирконовая ассоциация девона-раннего карбона сменяется в перми ассоциацией авгит-гиперстен-магнетит-ильменитовой (Нисанян, 1974). Воз-

можно, что эти данные указывают на близость зон синхронного вулканизма.

Отложения ордовика, силура, раннего девона на Малом Кавказе достоверно не выявлены. Локальное развитие сокращенных мощностей этих отложений вероятно на юго-западе Приараксинской долины. Условно к ним отнесены чередующиеся углистые графитизированные известняки, глинистые сланцы, кварцевые песчаники, вскрытые скважиной у г. Дагна под фаунистически охарактеризованными отложениями эйфельского яруса (Азизбеков и др., 1972). В северном и центральном Иране к ордовик-низам девона относятся граптолитовые глинисто-песчаные отложения, известняки, красные песчаники (формации Лаширак, Мила, Ниур). Палеозойские отложения Ирана обычно относятся к северному продолжению Аравийской платформы. План распределения типов отложений палеозоя при более подробном рассмотрении оказывается гораздо сложнее. Продукты подводного основного вулканизма вычлнены в разрезе позднего девона, карбона и перми северо-западного Ирана, западнее Решта (Davies et. al., 1972), лавы ультраосновного и

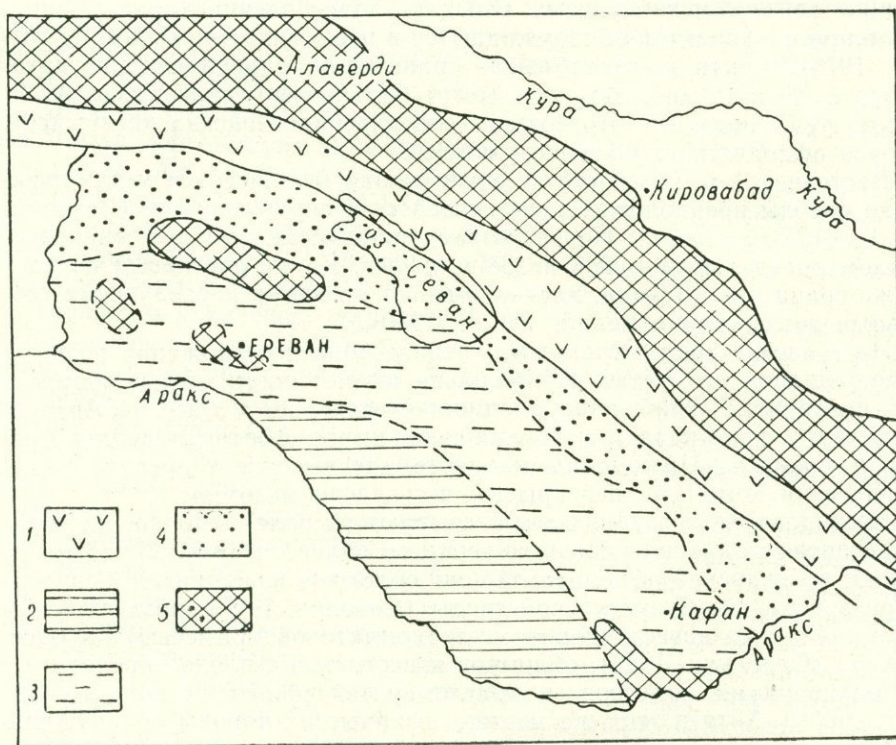


Рис. 27. Схема тектонической зональности Закавказья в средне-верхнепалеозойское-триасовое время.

1. Предполагаемая зона развития граувакково-вулканогенного герцинского комплекса (эвгеосинклиального). 2—4. Зона развития параплатформенного комплекса. 2. Зона максимальных мощностей. 3. Зона резкого перепада мощностей от умеренных до нулевых. 4. Зона резкого перепада мощностей от умеренных до нулевых с возможным развитием вулканогенно-осадочных отложений. 5. Зона устойчивого поднятия, нулевых или резко сокращенных мощностей: на северо-востоке—Сомхето-Карабахская зона поднятий метаморфического основания (рифейского), на юго-западе—внутренние поднятия фундамента.

основного состава, сложенные с раннекаменноугольными отложениями— на северном склоне восточной части Эльбурса (Majidi, 1979), основные лавы—в разрезе перми центральной части Эльбурса (Stampfli, 1978, Süssli, 1976). Объем лав и туфов основного состава, переслаивающихся с турнейскими или фаменскими отложениями, на западе южной части центральной зоны Эльбурса оцениваются в 100 км³ (Штеклин, 1977). Предполагается, что это лавы наземные (хотя переслаиваются с морскими осадками, содержащими фауну). В районе Кух-е-Карагоз, в 20 км южнее Джульфы, вблизи государственной границы с СССР выявлено переслаивание вулканических лав и туфов с известняками нижнего карбона, в «необычной фации для среднего палеозоя Ирана» (Stepanov et. al., 1969). К северо-западу (г. Маку) они резко сменяются осадочным разрезом морского девона и карбона.

И. Штеклин (1979) полагает, что зона главного Загросского надвига стала тектонически активной по крайней мере уже в позднем палеозое и наследует структуру древнего фундамента. Так, к северо-востоку от Загросского надвига были выявлены необычные глинистые и вулканогенные образования перми и пермские турбидиты. Нередки признаки резкого углового несогласия между пермскими и более древними породами палеозоя: отложениями девона—известняками, доломитами с красноцветными пачками в кровле. Карбонатные породы преобладают и в каменноугольно-пермском разрезе. В основании перми встречаются красноцветные песчаники, конгломераты, угленосные глинистые сланцы. Бокситовые горизонты середины средней перми включают пачки кератофиров и туфов. На северо-востоке центрального Тавра имеются пестроцветные известняково-терригенные отложения, сходные с формацией Веррукано.

В аллохтонах западного Тавра (Хадымском покрове) в пестроцветном горизонте средней перми отмечены небольшие потоки пиллоу-лав, туфы и радиоляриты, перекрытые (?) несогласно кварцитами нижнего триаса (?). Однако этот набор пород, близкий к офиолитовой ассоциации, может быть и мезозойским (Grünn et. al., 1971). К западу и северо-западу от Султандага выходы расланцованных риолитов (порфиroidов) перекрыты несогласно отложениями позднего лейаса, однако неясно, принадлежат ли древние породы к палеозою, или же докембрию. В горах Гёкдаг картируются выходы слабометаморфизованных пород, содержащих диабазы и сланцы, которые перекрываются известняками и кварцитами с брахиоподами и кораллами карбона и перми.

Продукты основного вулканизма отмечены в разрезе поздней перми к юго-востоку от массива Мендерес (Bremer, 1971). Нижняя часть разреза покрова Бейшехир-Хойран состоит из переслаивания осадочных и вулканических пород: голубовато-зеленых кремнистых туффов, с прослоями обломочных осадков и брекчий, реже эффузивов (Grünn et. al., 1971). Данных о составе последних не приводится. Среди верхних брекчий есть обломки известняков пермо-карбона и выше этого комплекса залегают известняки, содержащие в основании слои среднего триаса.

В разрезе т. н. промежуточного аллохтонного комплекса восточного Ликийского покрова пермские калькарениды чередуются с пиллоу-лавами, в ассоциации с зелеными аркозами (?), туфами и радиоляритами (Grünn et. al., 1971). И. Штеклин (1979) объясняет это обстоятельство «дифференцированными движениями по разрывам растяжения, которые начали возникать в допермское или раннепермское время и служили предвестниками более значительной фазы рифтогенеза». И. Штеклин полагает, что «основные направления современных альпийских структур унаследованы от байкальских простираций фундамента».

Раннепалеозойские метаморфизованные отложения были открыты в Закавказье в разрезе доюрского фундамента Дзирульского выступа Грузинской глыбы. Находки в линзах мраморов археоциат, а затем и катографий, указывают на раннекембрийский возраст свиты метаморфических сланцев. По палинологическим данным выявляется наличие в разрезе также верхнесилурийских (?) и ниже(?) —, средне- и верхнедевонских отложений (Гамкрелидзе и др., 1981).

Пространственно со свитой метаморфических сланцев сонаходятся ультраосновные (апогарцбургиты) и основные породы (амфиболиты, габбро, габбро-диабазы). Серпентиниты имеют тектонические контакты со вмещающими сланцами, амфиболиты по петрохимическим признакам близки к океаническим толеитам, большая часть габбро и габбро-диабазы, а также пластовые тела диабазов среди среднепалеозойских филлитов относятся к дифференциатам известково-щелочной серии. Нижне-среднепалеозойская часть свиты метаморфических сланцев относится, по мнению И. П. Гамкрелидзе и др. (1981), к древнему континентальному склону (с субконтинентально-коровым строением), а серпентиниты габбро, габбро-диабазы — к шарьированному фрагменту палеоокеанической коры перехода от континента к океану. Корневая зона офиолитов предполагается к югу от Дзирульского массива, либо вдоль осевой части Аджаро-Триалетской зоны, либо, что более вероятно, с учетом палеомагнитных данных — в полосе между Храмским и Локским выступами Закавказского срединного массива. На запад этот рубец Палеотетиса, по мнению авторов, вероятно, следует по северному краю Келькит-Байбуртской зоны, сливаясь с Северо-Анатолийской офиолитовой зоной.

Палеогеографические реконструкции для палеозоя области Передней Азии мы рассмотрим несколько позже, после обзора разрезов Средиземноморья. В одной из первых обобщающих схем по палеогеографии, схеме Волфарта (Wolfart, 1967) обособлены следующие элементы. Область континентальной коры и стабильного шельфа с мощностью осадков менее 2 км — практически охватывает Африкано-Аравийскую плиту. Область мобильного шельфа, куда входит почти весь Иран (исключая внешний Загрос), а также Малый Кавказ и Малая Азия (без ее северо-западного края), характеризуется мощностью осадков от 2—4 до 6 км. Наконец, Кавказ, северо-запад Малой Азии отнесены к геосинклинальной области с мощными (более 6, до 21 км) осадками и проявлением варисцийских движений.

Вышеприведенные данные о явных признаках палеозойского рифтогенеза, сопровождаемого вулканизмом, на севере и юге Анатолии, в пределах Севанской и Эльбурской, отчасти Загросской зон Малого Кавказа и Ирана, как видно, не нашли в ней, соответствующей интерпретации.

Перейдем к краткому обзору палеозойских отложений Динаро-Эллинид, основываясь на сводке А. А. Белова (1981). В выходах палеозоя во внешних Динаро-Эллинидах до Крита включительно преимущественно определяются отложения верхнего палеозоя глинисто-терригенного состава, местами с известняками верхней перми. В Аттике и Биотии в нижней части осадочного разреза отмечены туффиты, туфы и эффузивы кератофиров. На острове Эвбея среди мраморов, слюдистых сланцев и неметаморфизованных пород отмечается пачка (60 м) спилитов, диабазов и зеленых сланцев с глаукофаном. Песчано-глинистые сланцы верхнего палеозоя островов Ассико-Кикландского архипелага и на Крите включают продукты известково-щелочного вулканизма. В центральном палеозойском поясе внешних Динарид продукты вулканизма нередки в разрезе терригенно-глинистого и карбонатного палеозоя. Определяются они в каменноугольных отложениях района рр. Саны и

Уны (туфовые сланцы, спилиты). Спилиты и прослой туфов известны в разрезе верхнего палеозоя Среднебоснийских сланцевых гор.

В западной Македонии палеозойские отложения несогласно залегают на разных горизонтах докембрия Пелагонийского массива и представлены в нижней части разреза зелеными сланцами с вулканитами, кварцитами, конгломератами и мраморами—эти отложения сопоставляются с верхами рифея и инфракембрием-кембрием Ирана. Выше обособляется филлитово-шамозитовая серия (ордовик-силур-девон?), включающая изредка туффиты, диабазы. К девону-нижнему карбону относятся мощные глинистые сланцы, песчаники с диабазами и пачками криноидных известняков. Эффузивы и туфы, субвулканические тела кварцевых порфиров верхнего палеозоя известны в Карабском массиве и на северных склонах Шар-Планины и западнее оз. Охрид. В Вардарской зоне продукты основного вулканизма занимают гораздо более значительное место, здесь имеются прямые доказательства наличия палеозойских офиолитов. В Копаннике с продуктами вулканизма ассоциируют тонкие прослой кварцитов, по всему разрезу преобладают филлиты, глинистые, серицитовые и карбонатные сланцы. Мощность толщи достигает 2 км. Согласно эти отложения сменяются известняками и доломитами триаса. В этой же зоне имеется разрез офиолитовой ассоциации: гипербазиты, габброиды, диабазы, зеленые сланцы и амфиболиты. Обломки гипербазитов имеются в отложениях низов триаса. Спилиты, диабазы, пирокласты, местами с прослоями микритовых известняков и яшм, а также кварцевые порфиры слагают разрез палеозоя мощностью до 2—3 км в районе г. Титов (серия Велешка). Несогласно они перекрываются отложениями триаса и прорваны гранитоидами Вртомича с возрастом 345 млн. лет (изохрона, рубидий-стронциевый метод). Диабазы и пиллоу-лавы слагают потоки среди серицитовых и хлоритовых сланцев в Греческой Македонии. Прорывают эту толщу пегматиты, радиологический возраст которых 290 млн. лет.

Во внешней зоне Альп к палеозою условно относится зеленокаменная вулканогенно-осадочная толща: терригенно-карбонатный флишоид, вмещающий риолиты и более основные вулканиты. В восточной Швейцарии каменноугольные отложения—конгломераты, аркозовые алевриты и песчаники, аргиллиты включают продукты среднего и кислого вулканизма, в их числе и игнимбриты. Пермские отложения представлены красноцветными терригенными отложениями, которые залегают согласно и совместно с ними складчаты. При переходе к Суббриансонской зоне в них появляются пачки доломитов, а также потоки риолитов и андезитов. Во внутренней, Пеннинской зоне предположительно к нижнему палеозою относят сланцы Казанна, слагающие большую часть покрова Гранд-Сен-Бернар. В низах его развиты празиниты, сланцы с эпидотом, актинолитом и глаукофаном, которые относят к метаофиолитам и параллелизуются с поздним докембрием, но, возможно, они палеозойские. В зоне Бриансон верхнепалеозойские отложения представлены терригенным угленосным каменноугольным комплексом, в котором встречаются дайки и потоки диорит-порфировитового состава. Пермские терригенные, а в верхней части разреза также карбонатные отложения завершают разрез. Суммарная мощность позднего палеозоя определяется до 3 км. Несогласно их перекрывают пестроцветные отложения триаса. Палеозойский разрез северной граувакковой зоны Альп слагают серые филлиты, кварцевые песчаники, конгломераты, зеленокаменные породы, редко известняки. Возраст этих отложений определяется от ордовика-силура до девона, а на западе также до визейского яруса. Из-за сильных деформаций первоначальная мощность неопределима, но, вероятно, составляет первые несколько километров. Пе-

рерыв в осадконакоплении произошел в середине раннего карбона. Выше несогласно залегают глины, песчаники с эвапоритами верхней перми—низов триаса.

В Апеннинах, в юго-западной Тоскане принадлежащие фундаменту слюдистые сланцы комплекса Каламита с размывом перекрыты графитовыми известковистыми сланцами, калькаренитами, кварцитами каменноугольного-нижнепермского возраста. Несогласно на них залегают кварцевые конгломераты, местами известняки среднего триаса—карнийского времени (серия Веррукано).

В зоне Главного складчатого хребта Апеннин имеются выходы каменноугольных филлитов, кварцитов, глинистых сланцев, выше которых залегают пермские кислые вулканические породы, глинистые сланцы и аркозы (Сестини, 1977). В Апуанских Альпах автохтонный комплекс фундамента представлен филлитами с линзами альбитовых гнейсов; выше залегают порфиритоиды и порфириоиды перми, кварциты с линзами доломитовых сланцев триаса.

В Сардинии к породам основания принадлежит разнообразный по степени метаморфизма комплекс пород нижнего кембрия—нижнего карбона. Мезо-кайнозойский комплекс относится к чехлу. Развитые на юго-западе филлиты, слюдистые сланцы на северо-востоке сменяются без четких стратиграфических соотношений гнейсами и далее мигматит-гранитами. Основание палеозоя не вскрыто, лишь на крайнем юге острова под нижнекембрийской формацией Аренарие выступают, возможно, докембрийские гнейсы (Cocozza, 1975). В т. н. внешней (южной) зоне Сардинии мелководные, ритмично чередующиеся терригенные отложения нижнего кембрия-нижнего карбона в основании содержат в большом количестве обломочный кварц. Вулканические проявления во внешней зоне незначительны—это дайки основного состава, секущие кембрий, но, возможно, принадлежащие герцинскому магматизму. Изредка отмечаются продукты андезитового вулканизма. Во внутренней (северо-восточной) зоне нижнюю часть разреза отложений каледонского этапа слагает вулканогенно-осадочная толща верхнего (?) ордовика-силура. Выше нее несогласно залегают флишевая толща. В верхах ее разреза известняковые отложения палеонтологически датируются девонem и ранним карбоном. В составе формации в изобилии обнаруживаются эксплозивные продукты кислого и среднего состава, изредка диабазы, пазиниты, спилиты, количество которых нарастает по восходящему разрезу. Тектонические движения, относимые к каледонским, в центральной части острова выражены складчатостью и сланцеватостью и реже надвигами близмеридиональной, а также северо-западной ориентировки. В герцинскую фазу получили развитие вертикальные перемещения, с возникновением глыбовой структуры. Многочисленные плутоны дотурнейских гранитов (284, 302 млн. лет, K/Ar) размещены вдоль северо-западной—юго-восточной тектонической границы. В раннем триасе и до средней юры возникают многочисленные лимнические бассейны. К концу герцинского цикла Сардиния и Корсика были приподняты, образуя единый массив, достигавший Испано-Французского берега.

В западном Средиземноморье признаки герцинских движений отмечены в Марокканском рифе и выражены в развитии сланцеватости (290±4 млн. лет), в Бетской кордильере—изоклинальной складчатости (до-намурийской). Определяется пермско-каменноугольный возраст гранитов в Большой Кабиле (Bourgois, 1980). Проявление герцинских движений в этой части региона другими исследователями оспаривается (Bourgouilh et. al., 1980). Предполагается, что фронт герцинских движений

проходит по южной границе внутренней зоны Сардинии, тогда как во внешней зоне они проявились гораздо слабее.

В складчатой зоне Атласа в массивах Кабила, Эдуг и др. на допалеозойском метаморфическом комплексе (гнейсах, кристаллических сланцах) несогласно залегают слабометаморфизованные сланцы, песчаники, известняки силура-карбона и грубообломочные красноцветные отложения перми-триаса.

В строении дна Средиземного моря мощные палеозойские отложения примыкают к выходам на суше (данные драгирования, единичных скважин и геофизики в Тирренском море и на западном склоне Сардинии). В центральной части Тирренского и Лигурийского морей мощность консолидированной коры резко сокращается. По Я. М. Маловицкому и др. (1979), наличие в центральной части Тирренского моря тех же метаморфических пород палеозоя, что и в Сардинии и Калабрии, достигающих в этой части акватории +250 мгл—аномалии Буге и скорости сейсмических волн 7,1 км/с, не могут быть интерпретированы только как результат отсутствия гранитного слоя, тем более в строении сокращенной коры выявлены слои со скоростями 6,0—6,4 км/с. Вероятна переработка ее нижней части мантийными процессами. Исследование глубинного геолого-геофизического строения коры показало, что в акваториальной части Тирренского моря складчатый фундамент представлен герцинским комплексом, хотя не исключается наличие в разрезе и нижнего кристаллического этажа, тогда как на Апулейской плите и на севере Адриатического моря кристаллический фундамент залегает под мощным чехлом, в разрезе которого преобладают первично осадочные комплексы палеозоя. Наконец, в наиболее погруженной части Ионического моря по геофизическим данным предполагается наличие мантийного диапира (?) в мезозойском комплексе. Совместно с палеозойской (?) толщей его мощность оценивается в 5—8 км. В основании их предполагается кристаллический фундамент.

В завершение краткого обзора строения домезозойского комплекса рассмотрим некоторые вопросы палеозойской палеогеографии Средиземноморья и Передней Азии. Первые синтезирующие схемы (А. В. Пейве, 1968, Dewey et. al., 1973, Brinkmann, 1976, Smith, 1971) палеозойской палеогеографии неоднократно дорабатывались (Адамия и др., 1976, 1979, Хаин, 1970, 1976, Кетин, 1978, Аракелян и др., 1975, Штеклин, 1977, 1979, Takin, 1972, Стодли, 1979, Архипов и др., 1980, Белов, 1981, Гамкрелидзе и др., 1981 и др.). В позднем докембрии Средиземноморского пояса геосинклинальные системы были развиты на океанической коре (Муратов, 1975). Остатками складчатого допалеозойского основания являются многочисленные срединные массивы, состоящие из метаморфических и изверженных пород. На древнем допалеозойском основании были заложены системы геосинклинальных трогов. В широком смысле байкальская складчатость привела к возникновению континентальной коры на значительных пространствах Передней Азии и Средиземноморья. А. А. Белов (1981) приходит к выводу, что в южной части Прототетиса проявились лишь ранние фазы байкальской эпохи и с позднего рифея и венда в краевой части Гондванского континента стали образовываться эпиконтинентальные моря, иногда межгорные впадины, заполнявшиеся в частности красноцветными мелкообломочными молассами и продуктами орогенного вулканизма.

Как отмечалось, вдоль южной окраины Евро-Азиатской плиты в Альпах существенное значение имели каледонские движения и гранитоидный магматизм того же этапа, менее интенсивно проявились каледонские движения и гранитоидный магматизм в Сардинии.

Таким образом, можно думать, что становление континентальной коры на всем этом обширном пространстве происходило неодновременно.

но и разными темпами. Обнаружение в некоторых зонах глубинных разломов фрагментов палеозойской офиолитовой ассоциации, хотя и не полной, указывает скорее всего на длительные процессы деструкции континентальной коры, на неоднократную активизацию этих зон, а на некоторых этапах—растяжение, разрыв сплошности и проявление основного магматизма, местами также офиолитового магматизма. В Средиземноморье к ним относится Вардарская зона, в Передней Азии Северо-Анатолийская зона. Ее продолжением на Малый Кавказ является Севанская зона и далее в северный Иран—Эльбурская зона.

Весьма важны данные по глубинному строению консолидированной коры акватории Средиземноморья, крупноблоковой его природы и наличия меридиональных Транссредиземноморских разломов. Выявлены существенные особенности истории развития в палеозое каждого из блоков (Маловицкий и др., 1979). Палеозойская палеогеография акваториального Средиземноморья и прилегающих суш в свете этих данных очень сложна и требует дальнейших исследований, во всяком случае данные о проявлении основного вулканизма в Динаро-Эллинидах, в Передней Азии, в Тавре, местами южнее Севано-Эльбурского офиолитового шва (с-з Иран, Загрос) в пределах достаточно мощных разрезов палеозоя, так же как признаки позднепалеозойской компрессии чрезвычайно важны для обособления таких зон рифтогенеза в самостоятельные, занимающие промежуточное положение между геосинклинальными областями Палеотетиса и северной периферией платформы Гондваны.

В поперечном пересечении Кавказа рассматриваются (Адамия и др., 1979) следующие палеогеографические единицы с севера на юг: Восточно-Европейский континент, обрамленный с юга окраинным морем Предкавказья, которое было выполнено мощными терригенными осадками, а в верхнем палеозое—триасе—мелкообломочной молассой; далее островная дуга Большого Кавказа с интраостроводужной рифтоподобной зоной. Южнее островодужной зоны рисуется малый океанический бассейн Большого Кавказа с океанической корой, реликты которой при закрытии бассейна (перед башкирским веком среднего карбона) размещены в виде аллохтонов на автохтоне рифта Передового хребта, а также сохранились вдоль южного края Софийского блока кристаллического ядра Большого Кавказа. К южному краю микроокеанического бассейна принадлежат, вероятно, терригенные отложения дизской и мзымтинской свит. Южнее следует Закавказская островная дуга, гранитно-метаморфический фундамент которой перекрыт мелководными осадками палеозоя и триаса и включает продукты риолитового вулканизма. Этот массив рассматривается как единый с Родопским и Понтийским.

Южная граница Закавказской островной дуги (Родопско-Понтийско-Закавказской) предполагается вдоль Севанско-Северо-Анатолийско-Вардарской офиолитовой зоны. Она маркирует глубинный раздел в литосфере, отделявший Восточно-Европейскую плиту, представляя сутуру закрывшегося океана Палеотетис. М. П. Гамкрелидзе и др. (1981) реликтовую сутуру Палеотетиса проводит в южной части Закавказья, между Храмским и Локским массивами, с продолжением на запад до соединения с Северо-Анатолийской офиолитовой зоной и на восток—через осевую часть Куринской низменности к безграничной части Каспия.

Заметно отличается палеогеографическая схема А. А. Белова (1981): Закавказский массив им относится к краю Гондванского шельфа, мощный палеозой южного склона Большого Кавказа (дизская свита и др.)—к остаточным бассейнам позднепалеозойского Тетиса, ис-

пытавшего раннекимерийскую складчатость. Предполагается существование на Большом Кавказе в раннем палеозое геосинклинально-океанического бассейна, а в среднем палеозое—образование островной дуги с корой переходного типа, в среднем визе—скупивание и образование шарьяжей.

Продолжение микроокеанического бассейна Большого Кавказа А. А. Белов предполагает в структуре дна Черного моря с выходом на Зангулдагский палеозой с северо-запада Малой Азии, а затем в Балканы, в Вардарскую зону. Не повторяя всех данных, которые были рассмотрены при краткой характеристике палеозойских разрезов, отметим, что достижения в геологии восточной Анатолии (Эрзинджан-Эрзерум), Севанской зоны, на с-з Ирана (район Решта) и центральном и восточном Эльбурсе показывают, что схема палеогеографии Переднеазиатского сектора, предложенная Ш. А. Адамия и др. (1979), является предпочтительнее, хотя еще и требует уточнения. Добавим, что в восточном Понте выявлены красные аркозы, ортокварциты и известняки с пачками андезитов, туфов и кислых лав суммарной мощностью до 1,5 км и относящиеся к пермо-карбону, а также пермо(?)—триасовый флишевый комплекс (Sengör et al., 1981). В районе Артвина картируются аллохтонные офиолиты, которые рассматриваются, как обдуктивные пластины океанической коры, субдукция которой произошла в южной части дна современного Черного моря.

Таким образом, реконструкции Палеотетиса в Кавказском-Переднеазиатском пересечении весьма разнообразны. Фрагменты разрезов, которые могли бы быть сопоставлены с океаническими, в сущности отсутствуют. Мелкие пластины ультрабазитов и габбро скорее всего могут быть отнесены к зонам ограниченного рифтогенеза. Таких зон насчитывается для палеозойского этапа несколько: на Большом Кавказе и вдоль его южного склона, между Храмским и Локским выступами фундамента, в основании Севанской офиолитовой зоны, возможно, в иранском Азербайджане (горы Солтанье) и вдоль Загроса (пермские подушечные основные эффузивы в ассоциации с граувакками, известняками), сходный разрез приводится и для наиболее верхней пластины покрова Сумаиль Омана (Glennie et al., 1973).

6.2. ОФИОЛИТОВЫЕ ПРОГИБЫ МЕЗОТЕТИСА

Рассмотрим в кратких чертах палеогеографию доофиолитового этапа развития региона Передней Азии. При обзоре строения офиолитовой серии этого региона было показано, что мощные кремнисто-вулканогенные формации, вмещающие крупные массивы габбро-ультрабазитового комплекса, датируются в Анатолии, на Малом Кавказе и Иране средним мелом. Позднеюрские образования, которые могут быть сопоставимы с ними, практически отсутствуют на Малом Кавказе и в Иране, недостаточно доказуемы для территории северной Анатолии (район Анкары). Соответственно определим доофиолитовый этап в разрезе мезозоя, как триас—раннеюрский-неокомский, а собственно офиолитовую стадию развития офиолитовых прогибов—аптом-альбодопозднеконьякским временем. Наиболее подробно доофиолитовый этап реконструируется для региона Малого Кавказа. В северной его части в раннеюрское время возник крупный вулканический прогиб, расширявшийся и дифференцировавшийся до позднеюрского времени включительно и выродившийся к концу неокома. Его границы на северо-западе определялись поднятиями древнего фундамента—Локским и другими, а на юго-востоке поднятием древнего метаморфического комплекса

Анкаван-Зангезурской зоны (рис. 28). Было показано (Асланян, Сатян, 1977), что этот прогиб включал также глубокоководные карбонатные толщи титона-неокома Базумского хребта и аналогичные им образования зоны Зангезурского глубинного разлома, также как подобные им отложения в басс. р. Акера. Сходный разрез титона-неокома известен

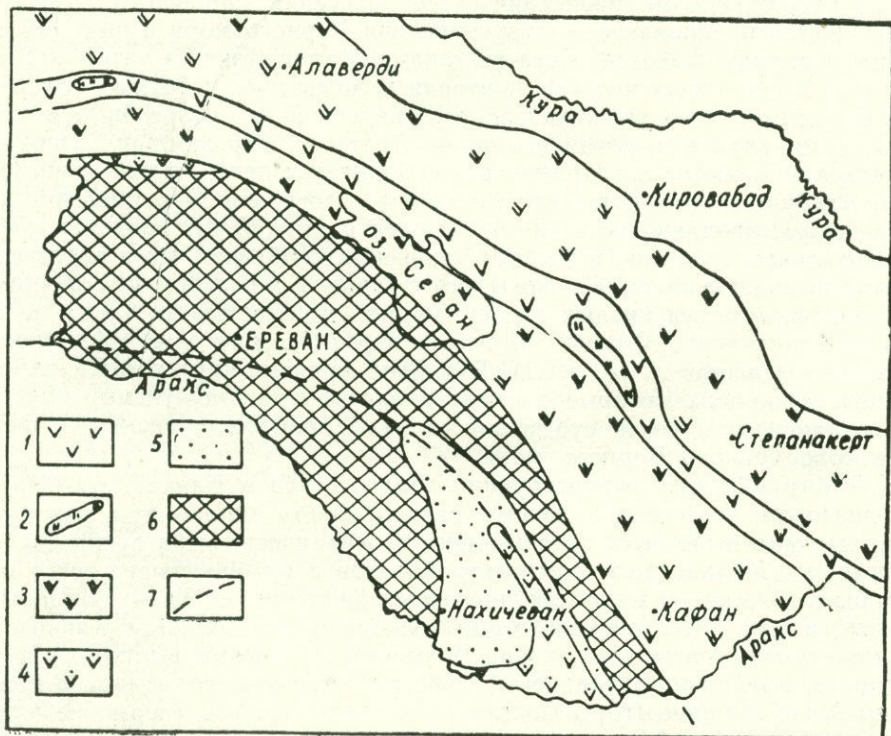


Рис. 28. Схема палеотектонической зональности Закавказья в юрское-раннемеловое время

1. Сравнительно глубокоководный вулканический прогиб. 2. Участки развития офиолитовой ассоциации. 3. Зона развития мелководного известково-щелочного вулканизма («островодужного» типа). 4. Приразломный базальтовый вулканизм. 5. Терригенный мелководный прогиб. 6. Поднятия. 7. Глубинные разломы.

в пределах района г. Эрзинджан в восточной Анатолии, что позволяет коррелировать их между собой. Можно полагать, что формация Келкит (лейас) восточной Анатолии, по направлению на Малый Кавказ уменьшается в мощности и теряет черты глубокоководной спилитсодержащей вулканической толщи. На Малом Кавказе преимущественное развитие имеют вулканогенно-осадочные мелководные формации средней юры (табл. 12, 13), при этом они развоятся в Сомхето-Карабахской и Базумо-Кафанской зонах, а далее на юго-восток в северный Иран сменяются существенно осадочными формациями, местами содержащими горизонты пирокластики (Davies et al., 1972). Примером является формация Шемшак, которая включает андезитовые туфы.

Юрские прогибы Малого Кавказа по ряду признаков наследовали более древние разломы фундамента. Характерно, что наиболее глубокоководные отложения юрского разреза тяготеют к зонам глубинных разломов, которые в послеюрскую историю являются зонами офиолито-

Ряды вулканогенно-осадочных и осадочных формаций юры-неокома Базумо-Кафанской зоны.

Комплексы	Формации (и субформации), их возраст	Главные породы и мощность
Верхний	Морская мелководная известняковая органогенно-детритовая (восточное крыло Кафанского антиклинория)* K _{nc} ¹	Органогенно-детритовые, детритово-биоморфные известняки, оолитовые известняки Мощность 0,4—0,5 км
"	(Базумский горст-антиклинорий, западное крыло Кафанского антиклинория) J ₃ ^t	Микрозернистые и мелкозернистые известняки, реже мергели, глины. Мощность 0,2—0,3 км
"	Морская сравнительно глубоководная известняковая, микро-мелкозернистая	
"	Морская мелководная вулканогенно-обломочная (Кафанский антиклинорий)*. K _{ox} —km ₃	Конгломераты, базальты, андезиты, вулканогенные песчаники, брекчии, реже туфы, известняки, гиадокласты. Мощности 1,4—2,5 км
Нижний	Наземно-островная и прибрежно-мелководная эффузивно-вулканокластическая. Субформация пирокластическая. Кафанский антиклинорий J ₂ ^{bj2}	Туфиты, туфы, андезиты-дациты, андезиты. Мощности 0,1—0,5 км.
"	Морская мелководная? порфирировая формация. Кафанский антиклинорий J ₂ ^{bj1}	Андезитовые, реже базальтовые порфириры, изредка дациты, их туфы, вулканические брекчии. Мощности более 0,5 м.

* По Мандаляну (1974).

образования*. Для таких крупных юрских вулканических прогибов, как Сомхето-Карабахский, а также Базумо-Кафанский, устанавливается важный этап внутренней перестройки фациальной зональности в средне-позднеюрское время. Его сущность сводится к возникновению внутреннего поднятия и смещению зоны наиболее глубоководной седиментации ближе к бортам прогиба. Конец средней юры знаменуется внедрением плагиогранитовых интрузий, крупные выходы которых имеются в современной структуре Сомхето-Карабахской зоны. Обломки плагиогранитов выявлены в составе вулканокластических толщ средней юры Кафанского антиклинория (Саркисян и др., 1968).

Основные вулканы Неграмского ущелья на юго-западе Малого Кавказа маркируют другой вулканический прогиб юрского времени. К северо-западу этот прогиб теряет вулканические компоненты и вероятнее всего выклинивался у Джерманисского палеоподнятия. К концу позднеюрского-неокомского этапа внедряются крупные интрузии тоналитов (Кохб-Шнохский и др.). В титоне закладываются приразломные сравнительно глубоководные карбонатные прогибы, которые прослеживаются из восточной Анатолии на Малый Кавказ в Севанскую и Зангезурскую шовные зоны (Асланян, Сатян, 1977).

Примечание: Лейас хр. Мензурдаг в восточной Анатолии отличен от одновозрастных толщ Понта, что подкреплено различием комплекса фаунистических остатков (Bassoulet et. al., 1981) и указывает на ранний этап заложения глубинного разлома, по крайней мере, с триаса.

Мелководные позднеюрские прогибы Сомхето-Карабахской и Кафанской зон продолжают в Анатолию и в направлении к меридиану Синопа теряют вулканические компоненты; сходная ситуация предполагается для продолжения этих образований на юг, в северный Иран.

Таблица 14.

Ряды вулканогенно-осадочных и осадочных формаций юры-неокома Сомхето-Карабахской зоны (Армянская ССР)

Комплексы	Формации (и субформации), их возраст	Главные породы и мощность
Верхний	Морская мелководная вулканогенно-карбонатная* $J_{ox}^{oc} - K_{1nc}^{nc}$	Известняки, доломиты, базальты, андезиты-базальты, андезиты, их пирокласты. Мощность 1—1,8 км.
	Морская мелководная терригенная* (J_3^{cl})	Граувакки (кварц-порфировые и андезито-базальтовые), глины, конгломераты. Мощность 0,3 км.
	Морская мелководная. Вулканокласто-седиментогенная (с порфиритовой субформацией) J_2^{bt}	Туффиты, вулканондные обломочные песчаники и алевриты, местами с пропластками углей, чаще углефицированного растительного детрита, туфы. Местами андезито-базальтовые и дацитовые порфириты. Мощность до 0,4 км.
Нижний	Морская мелководная, отчасти наземно-островная эффузивно-вулканокластическая (J_2^{bi}) (пирокластическая субформация).	Туфы, туфолавы, туффиты андезитов, андезито-дацитов. Мощность до 1 км
	Морская мелководная. Порфиритовая.	Порфириты андезитовые, андезито-базальтовые, их туфы и вулканические брекчии. Мощность (неполная) 1 км.
	Морская мелководная. Базальная пирокласто-терригенная (J_1) (Шамшадинский антиклинорий).	

* По Мандаляну (1974)

6.2.1. РЯДЫ ФОРМАЦИЙ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН МАЛОГО КAVКАЗА.

Стратифицированные формации офиолитовой серии были рассмотрены выше, поэтому в данном разделе мы обсудим строение и состав альб-позднемиоценовых формаций, которые относятся к доофиолитовой и пстоофиолитовой стадиям в развитии офиолитовых зон. В табл. 15 приведены также стратифицированные формации зон обрамления, синхронные офиолитовым разрезам.

Морская мелководная вулканокласто-седиментогенная (пирокласто-терригенная) глауконитоносная формация Севанской офиолитовой зоны. Рассмотрим состав и строение формации, развитой по северной периферии Севанской офиолитовой зоны. Слагающие формацию терригенные породы, а также туффиты и известняки и гораздо реже туфы, нередко сложащиеся ритмично, палеонтологически надежно датируются альб-сеноманским возрастом (Халилов, 1959; Ренгартен, 1959 и др.). Обнажаются эти отложения в широтном отрезке Иджеванского хребта и по правобережью р. Агстев, у с. Верин Агдан и севернее него. Наиболее полные разрезы формации наблюдаются у г. Дали-даг, на южном склоне хребта.

Суммарные мощности формации, достигающие на южном склоне Иджеванского хребта 100 м, заметно сокращены на северном склоне.

При этом отмечается огрубение состава отложений и, наряду с тем, сокращение мощностей пачек глауконитовых алевролитов и песчаников. Здесь более отчетливо выражены угловое и азимутальное несогласия базальных слоев формации относительно подстилающих известняков поздней юры. Все имеющиеся данные говорят о наращивании глубины бассейна в направлении к югу от Иджеванского хребта.

Палеоподнятия вырисовываются в западной части хребта. Альб-раннелуронские отложения здесь выклиниваются, раннесенонские отложения сокращены в мощности, а в известняковой толще верхнего сенона получает развитие пачка внутриформационных конгломератов мощностью до 70 м. Другое палеоподнятия, картируемое к югу от хребта, в басс. р. Агарцин, обозначается по несогласному залеганию на юрских образованиях отложений эоцена. В левобережной части р. Агстев, севернее с. Хаштарак до широты с. Ачаджур отложения альба-сеномана отсутствуют. Однако по правобережью в районе г. Сарум, севернее с. Верин Агдан выявлены реликты отложений альба (устное сообщение Г. А. Чубаряна). В связи с этими находками уточняются представления о палеогеографии бассейна. В ранне-среднеальбское время Агстевского поперечного прогиба еще не существовало. Развитие Агстевского поперечного седиментационного бассейна было вызвано позднеальбской трансгрессией моря. Туфогенно-терригенные отложения, пространственно сближенные с выходами офиолитовой серии, известны вблизи с. Даш-керпи, к СЗ от г. Амасия (Акопян, 1978), а также на южном склоне Севанского хребта, севернее с. Кясаман (Аванесян, 1975). Но гораздо более крупные выходы этих отложений картируются на юго-востоке Севанской зоны. В основном это флишоподобные отложения, совмещенные с полями развития офиолитовой ассоциации Тоурагачайского и Сарыбабинского синклинориев. Две особенности состава и строения характеризуют эти отложения: переход по восходящему разрезу в олистостромовую толщу позднего сеномана-коньяка (?) и далее—офиолитокластический состав олистостромы, наличие в верхних слоях флишоподобной толщи редких зерен хромшпинелинов.

Альб-сеноманские отложения этого района литологически остаются изученными слабо. Специальные работы в этом направлении единичны (Григорьев и др., 1975; Градусов и др., 1975). Выходы сенонских и альб-сеноманских отложений вблизи с. Новоивановка и далее в ущелье Зинджирли, а также юго-восточнее, у Сосузлукской гряды маркируют продолжение альб-сеноманского бассейна. В основании этих отложений выступают карбонатные породы титона, берриаса, местами валанжина и готерива. В составе альб-сеноманских отложений обычны обломки пород раннеальпийского комплекса, в редчайших же случаях—обломки палеозойских известняков (Соколов, 1977). Мелководные отложения альба-сеномана, содержащие слои известняков и известковистых терригенных пород с гастроподовой и другой мелководной фауной, картируются вдоль северного и северо-восточного крыльев Тоурагачайского и Сарыбабинского синклинориев, а более глубоководные флишоподобные песчано-алевритово-глинистые отложения нередко с остатками аммонитов—соответственно вдоль южного и юго-западного крыльев этих же структур (Книппер, 1975; Соколов, 1977).

Для палеогеографических реконструкций представляют особый интерес: наращивание количества офиолитокластического материала в более мористых отложениях и по восходящему разрезу формации. Стратиграфический уровень появления продуктов разрушения пород офиолитовой серии недостаточно ясен. Первые их признаки имеются в верхах флишоподобной толщи, но наибольшего расцвета офиолитокластическая ассоциация получает в разрезе грубообломочной олистостромы.

Такая закономерность выявляется на примере большинства изученных разрезов. В этой связи особо интересно соотношение олистостромы с флишовой толщей. С. Д. Соколов (1977) настаивает на постепенном переходе флишовой в олистострому. Ознакомление с некоторыми разрезами приводит к иному выводу. В разрезе альба-сеномана северного склона г. Сарыбаба наблюдается осложненный взбросом и протрузией серпентинитов контакт альбских терригенно-известняковых отложений и серпентинитокластических песчано-алевритовых отложений, последние трансгрессивно налегают на расчлененный вулканический рельеф, сложенный офиолитами.

Подобные, весьма сложные соотношения между флишовой и олистостромовой толщами наблюдаются также в басс. р. Левчай и в ряде других пунктов.

Для целей формационной типизации представляют определенный интерес масштабы распространения глауконитосодержащих пород формации, подобных тем, которые обнаружены на Иджеванском хребте, в юго-восточной части Севанского офиолитового прогиба. К сожалению, отрывочными данными о глауконитовости альбских отложений у г. Сарыбаба и в ряде других пунктов (Славин, 1945; Халилов и др., 1974; Соколов, 1977) сведения по этому вопросу и ограничиваются. Специальные литологические исследования необходимы также для выяснения распределения пирокластической примеси в отложениях формации. По данным литологических исследований в терригенных отложениях позднего мела района с. Кылычи пирокластическая примесь не обнаружена (Григорьев и др., 1975), однако формационная типизация этого комплекса спорна, поскольку имеются данные о турон?—раннесенонском возрасте терригенных отложений (Шихалибеги, 1964; Экспресс-информация..., 1973). Достоверно пирокластический материал выявлен в синхронных отложениях западной части Севанской зоны (Иджеванский хребет) и в смежной Сомхето-Карабахской зоне. Немаловажно, что монтмориллонитовый состав аргиллитов во флишовой толще Сарыбабинского синклинория (Соколов, 1977) может быть скорее объяснен тем, что исходным материалом (переродившимся в монтмориллонит) была скорее пирокластика, но вряд ли только вулканомиктовая примесь. Возможными источниками сноса вулканомиктового материала являются породы офиолитовой серии, но, как известно, они преобразованы в хлорит-гидрослюдистой фации, а породы средней-поздней юры—неокома обрамления (Кафанского антиклинория, к примеру) имеют пестрый минеральный состав: гидрослюда, монтмориллонит, каолинит (Мандалян, 1974; Сатян, Чолахян, 1974). Следовательно, минеральный состав глинистого компонента аргиллитов флишовой толщи вряд ли мог образоваться за счет смыва в бассейн пелитового материала из сложных питающих провинций.

Обстановка накопления формации в Севанской зоне была мелководной. Сравнительно более мелководные осадки характеризуются отсутствием офиолитокластического материала, большой известковой примесью в них и наличием слоев известняков. Им не показательно флишовое строение, хотя отдельные интервалы с ритмичным простым двухкомпонентным чередованием слоев все же отмечаются. Пространственно эти отложения чаще удалены от главного офиолитового шва. Олистостромовая толща в разрезе отсутствует, но очевидно огрубение состава к кровле формации, сопровождающееся признаками уменьшения глубинности осадков. Более глубоководные отложения формации связаны пространственно с офиолитовым швом. Они тектонически сочленяются с кремнисто-вулканогенной толщей офиолитовой серии и несут в своем строении отчетливые признаки флишовости. Возраст отложе-

ний датируется в краевых фациях средним альбом—ранним туроном, а в более глубоководных отложениях, возможно, с пизов альба и даже с апта по сеноман и ранний турон включительно. Можно предположить, что ближе к осевой части бассейна пирокласто-терригенная формация латерально сменялась кремнисто-вулканогенной формацией, продукты разрушения которой она вмещает в верхней секции разреза.

Из приведенных данных возникает вопрос о правомерности объединения отложений краевых мелководных зон альб-сеноманского бассейна и более мористых флишoidных отложений в единую формацию.

Общими для них являются альб-сеноманский возраст, некоторое сходство слагающих ассоциаций пород. Но не менее важны и отличительные особенности: большая глубина накопления флишoidных отложений. Поэтому наиболее целесообразно относить эти отложения к флишoidной формации, с выделением в ее составе субформации мелководных глауконитоносных отложений.

Морская мелководная известняково-терригенная формация Вединской офиолитовой зоны. В западном секторе зоны (междуречье Ахурян и Раздан) доофиолитовый комплекс не был вскрыт буровыми скважинами. Можно лишь предполагать, что ниже офиолитового комплекса в разрезе развиты отложения, имеющие сходные черты состава и строения с карбонатно-терригенным комплексом сеномана-турона, выступающим восточнее басс. р. Раздан, в междуречье Азат и Веди и западнее р. Ахурян, в восточной Анатолии.

Зона нулевых мощностей формации определяется по данным бурения в районе с. Паракар. Здесь под отложениями палеогена были вскрыты метаморфические сланцы доальпийского основания. В басс. р. Аргичи отложения эоцена несогласно залегают на пермских и местами на триасовых образованиях. Эта зона нулевых мощностей формации, представлявшая цепь главных поднятий северного борта палеопрогиба, вероятно, она продолжалась к востоку, в район Варденисского хребта. Южный борт палеопрогиба отчетливо вырисовывается по нулевой изопахите вдоль Урцского хребта и далее на юго-восток к г. Джульфа. Наибольшие мощности формации установлены в басс. р. Джагры. Резкое сокращение мощностей происходит западнее, к водоразделу р. р. Арпа и Веди. По изменению литофаций вырисовывается наличие двух частных депрессий: Вединской и Арпинской.

Сеноман-туронский возраст отложений, слагающих формацию, определяется достаточно надежно палеонтологически (Егоян, 1955; Ренгартен, 1959; Акопян, 1978). Базальные слои формации с отчетливо выраженным угловым и азимутальным несогласием залегают на отложениях триаса и перми, а на юго-востоке—на породах средней юры. В. П. Ренгартен (1959) отмечает развитие у с. Книшик также альбских отложений, однако последующие исследования (Акопян, 1978) этого не подтвердили. На наш взгляд, для окончательных выводов необходимы дальнейшие исследования этих разрезов. Алевро-песчаные отложения, относимые к коньякскому веку, несогласно залегают на известняках и песчаниках турона. Особенно отчетливы признаки несогласного залегания коньякских отложений на известняках турона в строении Ераносской, Барцракарской и Шугаибской антиклиналей. На отложениях турона с явными признаками размыва и перерыва в седиментации местами залегают сокращенные в мощности известняки позднего сенона, либо флишoid дания-палеоцена. Особенно примечательно для строения этих антиклиналей либо выпадение из разреза пород кремнисто-вулканогенной формации, либо резкое сокращение ее мощностей. Такие примеры представляют особый интерес, указывая на существование краевых конседиментационных поднятий, которые возникли на главной стадии развития офиолитового прогиба.

В разрезе формации преобладают явно мелководные отложения. Таковы по существу все ассоциации, за исключением ассоциации микролитовых и мелкозернистых известняков и известковых туффитов, вскрытых в скважине № 1—Карабахлар.

Ассоциация разнообломочных и органогенно-детритовых известняков, содержащих в подчиненном количестве конгломераты с гальками андезито-дацитов юрского облика и единичной галькой гипербазитов—района Шугаибской антиклинали, а также ассоциация сланцево-кластических конгломератов, брекчий, граувакк, при подчиненном количестве известняков—района Ереванской и северо-западного крыла Джерманисской антиклиналей характеризуют северную седиментационную подзону морского мелководного бассейна, а также примыкающие к внутренним поднятиям мелководные и прибрежные участки седиментации. Конгломераты, песчаники и алевролиты, а также песчанистые известняки, слагающие сеноман-туронские отложения Ераносской антиклинали, обладают нередко ритмичностью чередования многослоев. Состав ритмопачек чаще 3-компонентный: известковистые песчаники, известковистые алевролиты, алевролитистые известняки. По восходящему разрезу насчитывается до восьми ритмопачек, базальные слои которых включают среднеобломочные конгломераты. Песчаникам, а нередко и алевролитам свойственна градационная слоистость. Все данные говорят о накоплении этих отложений при размыве островного поднятия и временами сносе в бассейн материала мутьевыми потоками.

Ассоциация органогенно-детритовых и детритово-биоморфных известняков, содержащих в изобилии остатки рудистов и гастропод сеномана и турона, характеризует мелководье части прогиба, примыкающей к карбонатным и терригенно-карбонатным поднятиям района Урцского хребта. В латеральном направлении эта ассоциация прихотливо сменяется разнообломочными известняковыми конгломератами, калькаренистыми глинистыми алевролитами и песчаниками (сс. Хачик, Билява). Возраст формации наиболее прочно был обоснован на примере данной ассоциации.

Ассоциация кварцевых граувакк, микститовых граувакк, алевролитов и полимиктовых конгломератов, при подчиненном значении органогенно-детритовых известняков характеризует юго-восточную часть седиментационного бассейна (с. с. Хидзурт, Горадис), где отмечаются наибольшие мощности формации. В размыв были вовлечены не только породы герцинского комплекса, но и вулканиты неокома-альба (?), локально развитые у с. Хидзурт, а также терригенные и вулканогенные породы ранней и средней юры.

Как видим, наиболее крупное прогибание в сеноман-туроне произошло в той части седиментационного бассейна, которая соседствует с тектонически наиболее активным поднятием. В раннеюрское время оно представляло достаточно глубокий прогиб с проявлением базальтового вулканизма, а в средней юре прогиб был выполнен терригенными отложениями. Древний метаморфический комплекс здесь, вероятно, не выступал на поверхность, однако происходило переотложение его обломков, входящих в состав терригенных пород герцинского комплекса. Мелководная среда седиментации подтверждается наличием линз рудистовых известняков в конгломератах, нередкими случаями косослоистости терригенных отложений прибрежно-мелководного типа.

Ассоциация мелкозернистых известняков и известковых туффитов встречена лишь в скв. 1—Карабахлар. Вскрыта она в разрезе по скважине ниже кремнисто-вулканогенной формации. Суммарная мощность известняковой толщи составляет более 300 м, а в составе преобладают более глубоководные отложения. Особенно важно наличие в некоторых

слоях известняков примеси пирокластического материала. Привлекает внимание приуроченность этой уникальной ассоциации к близосевой части палеопрогиба, т. е. к той части, где, возможно, имел место более ранний раздвиг и повышение проницаемости коры, обусловившее проявление эксплозивного вулканизма. Интересен и другой факт обнаружения в заведомо мелководных известняках басс. р. Хосров мелких конкреций карбонатного состава, явно обогащенных окисным железом, свинцом, цинком, т. е. скорее эксгальационными компонентами. Вопрос этот представляет, как это совершенно очевидно, большой интерес для реконструкции ранней стадии развития офиолитовых прогибов.

Соотношение мощностей известняково-терригенной и кремнисто-вулканогенной формаций офиолитовой серии показывает, что Вединская и Арпинская депрессии, составлявшие в сеноман-туронское время Вединский прогиб, в коньякский век становятся зоной развития наиболее значительных мощностей кремнисто-вулканогенной формации. Перемычка между этими депрессиями остается практически вне офиолитового вулканизма (и сопутствующей ему глубоководной седиментации) — налицо приспособление офиолитового рва к частным структурам, которые сформировались на начальной стадии заложения офиолитового прогиба. В свою очередь формирование частных прогибов и поднятий наследует строение доальпийского основания, о чем свидетельствуют преобладание офиолитовыми прогибами границ крупных структурно-формационных зон доальпийского этапа, что следует из анализа мощностей отложений герцинского комплекса. Представляет в этой связи интерес факт приподнятого положения доальпийского фундамента в зонах внутренних поднятий офиолитового прогиба (Ераносского поднятия и др.), свидетельством чему служат гравиметрические данные и размещение мощностей и фаций отложений мела. Латеральные по простиранию палеопрогиба резкие градиенты изопахит и литофаций вряд ли объяснимы вне связи с поперечными палеоразломами, заложение которых произошло в доальпийском фундаменте (Разданский, Аргичинский и др.).

Отметим также следующее. В центральном секторе Вединской зоны отчетливо обособляется поле карбонатной мелководной седиментации. Целесообразность выделения этих отложений, существенно органогенно-детритовых, в субформацию очевидна.

По восходящему разрезу формации в большинстве случаев наблюдается возрастание роли крупнообломочных отложений и затем спад их к кровле. Такая обстановка говорит об активизации рельефа. Возможно, причины тому находятся в связи с усилением растяжения прогиба и ростом поднятий обрамления. Климатическая обстановка характеризуется потеплением к концу турона, что явствует из расцвета рудистов и кораллов. Известные находки в сеноманских отложениях мезофильной палеофлоры (Тахтаджян, 1947), а в известняках Ераносской антиклинали-примеси доломита, возможно, указывают на субаридный климат. Вместе с тем находки в этих отложениях (у с. Авуш) пелеципод, которые «могут характеризовать морской залив с несколько опресненной водой» (Ренгартен, 1959, стр. 189), указывают на разнообразие гидрохимической среды осадконакопления вдоль береговой линии мелководного бассейна.

Подводя итоги описанию формаций ранней стадии в развитии офиолитовых прогибов, нужно обратить также внимание на то, что известняково-терригенная формация не имеет себе подобных в меловом комплексе других структурно-формационных зон. Вулканогенно-осадочные (в основном вулканокласто-седиментогенные) формации, характеризующие раннюю стадию развития Севанской, Зангезурской и юга Базумо-

Кафанской зон, служат важным критерием латерального угасания вулканизма в направлении от внешней к внутренней дуге Малого Кавказа. При палеогеографических реконструкциях обращает внимание сходство пирокласто-терригенных толщ альба-сеномана, а также конкретных формаций кремнисто-вулканогенной группы западного сегмента Севанской и Зангезурской офиолитовых зон, т. е. там, где они наиболее сближены в пространстве и слагают восточное продолжение Эрзинджанского синтаксиса.

Стратифицированные формации офиолитовой стадии развития офиолитовых зон и синхронные им формации обрамления показаны в табл. 15.

Группа кремнисто-вулканогенных формаций региона была подробно рассмотрена выше, в обзоре строения и состава офиолитовых серий. Поэтому главное внимание в данном разделе сосредоточим на характеристике формаций, относимых к надофиолитовому «чехлу» — стадии относительной стабилизации офиолитовых прогибов. К ним относятся граувакковая, известняковая и терригенно-карбонатная флишоидная формации. Их накоплению предшествовала компрессия офиолитовых прогибов, возникновение в их пределах офиолитовых частных прогибов и поднятий-клатности блоков. Формации надофиолитового «чехла» включают продукты размыва и развала офиолитов и ассоциирующих с ними осадочных, вулканогенно-осадочных и других пород.

Морская мелководная граувакковая формация Вединской и Севанской офиолитовых зон. Наибольшие мощности граувакковой формации Вединской офиолитовой зоны определяются в ее Арпинском, юго-восточном сегменте, умеренные мощности — в центральном сегменте, сокращенные и нулевые мощности предполагаются в западном сегменте зоны. В максимальных по мощности разрезах выделяются две свиты. Нижняя свита включает горизонты ритмически чередующихся песчаников, алевролитов и глин, причем для этих отложений нередко признаки градационной слоистости.

Нижняя свита палеонтологически датируется раннеконьякским временем (Ренгартен, 1959; Акопян, 1978) и отличается от верхней меньшим количеством в ее составе офиолитокластического материала. Особо важно обнаружение в терригенных породах примеси взрывного тонкого витрического материала. Несомненно, его сходство с витрокластикой, являющейся породообразующей в туфах и ортогудфитах кремнисто-вулканогенной формации офиолитовой серии.

Определяемый, помимо витрокластики, специфический набор минералов (хромит, пикотит, актинолит, тремолит) еще более подкрепляет предположение, что привнос всего этого комплекса минералов и витрокластики осуществлялся либо при синхронном граувакковой формации офиолитовом вулканизме, т. е. путем выпадения из взрывных туч, либо за счет размыва пород офиолитовой серии. Первое предположение кажется более вероятным, поскольку в составе терригенных пород нижней свиты, включающей материал размыва пород обрамления, практически не встречаются обломки осадочных компонентов офиолитовой серии — в глаза бросаются лишь обломки пород вулканических и притом преимущественно витрокластических. Мы не встречаем среди них характерных и обычно легко обнаруживаемых обломков яшм (радиоляритов), микритовых известняков. Напротив, все эти породы в виде галек, гравия, песчинок и даже крупных валунов можно видеть в большом количестве в верхней свите граувакковой формации. Таким образом, время размыва пород офиолитовой серии ограничивается интервалом накопления верхней свиты. До этого же в мелководье привносился скорее лишь пирокластический (и резургентный) материал офиолитового

глубоководного вулканизма. Можно предположить поэтому пространственную сближенность этих двух фациальных зон. Помимо этих косвенных признаков, которые могут быть не всегда объяснены именно таким путем, есть и картируемые случаи реликтов фациальных латеральных переходов между граувакковой формацией и формацией кремнисто-вулканогенной. Мы имеем в виду обнаружение, при этом в нескольких краевых разрезах, маломощной свиты тех же вулканитов, которые обычны в составе офиолитовой серии. Положение их не менее примечательно—они слагают среднюю часть разреза граувакковой формации, как бы завершая терригенную седиментацию раннеконьякского времени (с.с. Байбурт, Карабахлар, Ераносский хребет и др.). Из всего следует возможность временной корреляции нижней секции разреза граувакковой формации с верхней секцией разреза формации кремнисто-вулканогенной. С другой стороны эта корреляция не только возрастная, но, как видим, и пространственно-палеогеографическая—корреляция между осадками терригенного мелководного краевого бассейна (шельфа) и глубоководного (сравнительно глубоководного) вулканического трога. В этом еще одно подтверждение закономерного места кремнисто-вулканогенной формации в латеральном ряду формаций позднего мела офиолитового пояса, автохтонного размещения офиолитовой серии.

Разрез верхней свиты граувакковой формации басс. р. Джагры по всем признакам уверенно коррелируется с разрезами граувакковой формации, развитой в басс. р. р. Хосров и Кюсуз. В последних пунктах конгломераты и граувакки трансгрессивно залегают на неровном вулканическом рельефе пород офиолитовой серии. Возраст этой секции разреза граувакковой формации палеонтологически надежно датируется позднеконьякским временем (Ренгартен, 1959). Для ее строения характерно чередование разнообломочных офиолитокластических конгломератов, гравелистов, граувакк, реже алевролитов и весьма редко—органогенно-детритовых известняков. Местами эти отложения несут признаки градационной слоистости, отмечаются также случаи косой слоистости.

Из этого краткого разбора мы видим, что выделяются принципиально разных два типа разреза граувакковой формации.

В первом, наиболее полном, нижнюю секцию слагает терригенная свита нижнеконьякского возраста, вулканические породы отсутствуют, либо они маломощны и приурочены к кровле нижнеконьякских отложений. Верхнеконьякские, более грубообломочные накопления имеют ярко выраженный офиолитокластический состав и трансгрессивно налегают на терригенные отложения раннеконьякского возраста, либо местами на разделяющие их маломощные вулканиты—краевые фации офиолитового вулканизма.

Во втором типе разреза граувакковая формация почти целиком представлена лишь верхней—позднеконьякской свитой, налегающей так же, как и в первом случае, трансгрессивно, с размывом, но не на терригенные породы раннеконьякского возраста, а на мощные вулканиты кремнисто-вулканогенной формации.

В палеогеографических реконструкциях первый тип разреза характеризует периферию офиолитового палеопрогиба, второй же—вулканический трог. Несомненно, на рубеже завершения офиолитового вулканизма и перед началом накопления граувакковой формации произошли коренные изменения в развитии офиолитовых прогибов. План распределения мощностей граувакковой формации сравнительно с таковым кремнисто-вулканогенной формации (рис. 29) сходен для юго-западной периферии палеопрогиба, для прибортовой его зоны. Однако наиболее он различается в северной периферии. В позднеконьякское время здесь формируется новый крупный прогиб, получивший наибольшее развитие

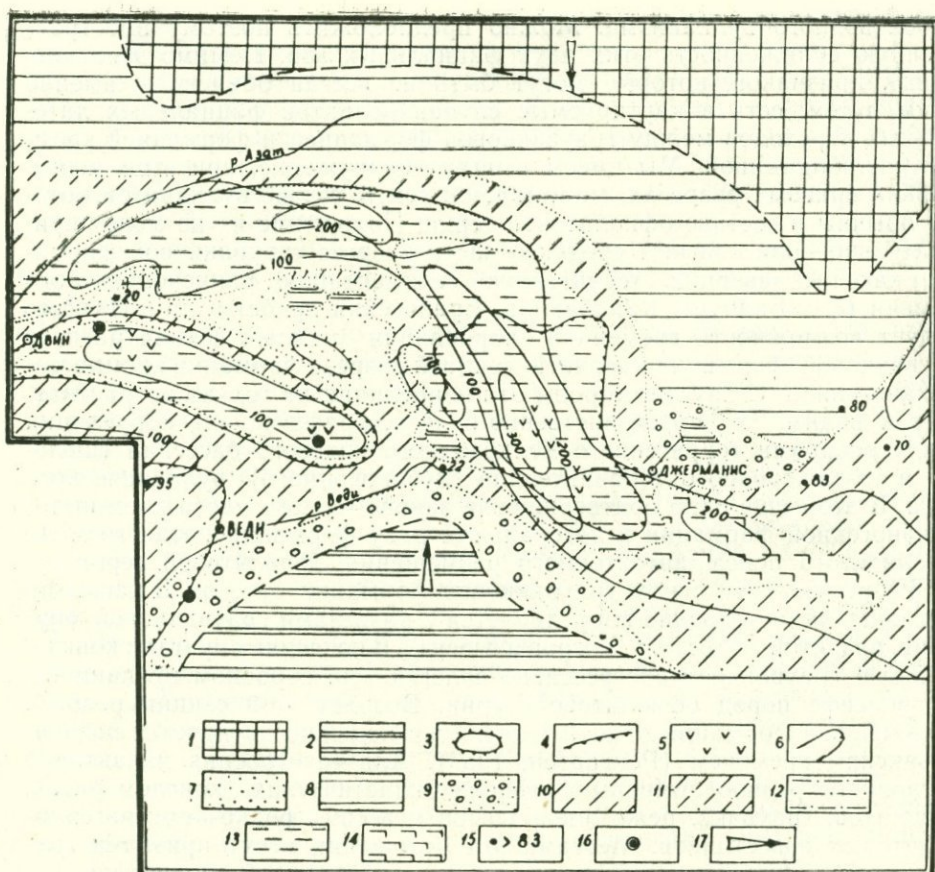


Рис. 29. Схема соотношения мощностей граувакковой и кремнисто-эффузивно-вулканокластической формаций в центральном секторе Вединской офиолитовой зоны.

1. Поднятие древнего метаморфического комплекса. 2. То же с мощным средне-верхне-палеозойским карбонатным чехлом. 3. Предполагаемые участки нулевых мощностей кремнисто-эффузивно-вулканокластической формации. 5. Выходы пород формации и разрезы, вскрытые скважинами. 6. Изопахиты граувакковой формации. Граувакковая формация: 7. Микститовые граувакки (с сланцевокластическим и офиолитокластическим материалом). 8. Сланцевокластические конгломераты, граувакки, реже алевролиты. 9. Известняковые и микститовые конгломераты, песчаники, известняки. 10. Сланцевокластические конгломераты, граувакки, алевролиты и известняки. 11. Известковистые граувакки, алевролиты, реже известняки и конгломераты. 12. Песчаный флиш: сланцевокластические граувакки, алевролиты, глины, реже известняки. 13. Известковистые граувакки, офиолитокластические и микститовые алевролиты. 14. Известняки шламовые и известковистые алевролиты. 15. Мощность в метрах. 16. Данные по скважинам. 17. Направление сноса.

в эоцене. Наибольший интерес представляет соотношение мощностей в центральной части офиолитовой депрессии—в вулканическом трое. В одних разрезах это соотношение отчетливо контрастное: мощная кремнисто-вулканогенная толща перекрыта сокращенным в мощности над-офиолитовым граувакковым «чехлом», в других—часть крупного блока офиолитового комплекса перекрыта достаточно мощной (200 м) граувакковой формацией, тогда как противоположный блок воздымался и

Ряды формаций альб.-верхний мел-палеоценовых отложений территории Армянской ССР

Стадия развития прогибов	Структурно-формационные зоны и подзоны											
	Предмалокавказская и Сомхето-Карабахская зоны. Подзона Папакарского синклинория	Севанская офиолитовая зона		Базумо-Кафанская зона		Зангезурская офиолитовая зона		Анкаван-Мегринская зона		Вединская (Еревано-Ордубадская) офиолитовая зона		Урц-Вайкская (Джультинская) зона
		Амасийская подзона	подзона Севанского горст-антиклинория	Базумская подзона	подзона северного крыла Кафанского антиклинория и Масрикской антиклинали Восточно-Севанского хребта	Ширако-Цовагюхская подзона	Шишкерт-Арамаздская подзона	Анкаван-Аргичинская подзона	Мегринская подзона	Вединская подзона	Арпинская подзона	
Начальная или предвулканическая	Морская мелководная вулканокласто-седиментогенная формация мощностью до 280 м ($K_1^{al}-K_2^{t_1}$)	Морская мелководная вулканокласто-седиментогенная глауконитовая формация мощностью до 100—120 м ($K_1^{al}-K_2^{t_1}$) Иджеванский хребет	Песчано-глинистые флишеидные 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 ($K_1^{al}-cm$)	Терригенно-карбонатная морская мелководная формация мощностью до 150 м. ($K_1^{al}-K_2^{cm}-t_1$)	Эффузивно-вулканокластическая формация мощностью до 350 м, бассейн р. Воротан ($K_1^{ap}-al-K_2^{t_1}(?)$)	Морская мелководная глинисто-известняково-терригенная формация мощностью до 200 м, северные склоны Армянского Памба ($K_1^{al}-K_2^{cn}$)	обнажений нет			Морская мелководная известняковая органогенно-детритовая субформация мощностью до 300 м ($K_2^{cm}-t$)	Морская мелководная известняково-терригенная формация мощностью до 300 м участками до 500 м ($K_2^{cm}-t$)	Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 100 м, сс. Биляви, Хачик, Авуш ($K_1^{al}-K_2^{t_1}$)
Вулканическая (для терригенных прогибов-главная)	Морская мелководная эффузивно-вулканокластическая формация мощностью от 200 до 1300 м (K_2^{st})	Морская сравнительно глубоководная кремнисто-эффузивная формация мощностью от 400 до 700 м ($K_1^{al}-K_2^{cn}$) Верховье бассейна реки Ахурян, Базумский хребет, бассейн реки Дзорагет	Морская глубоководная кремнисто-эффузивная формация (марганценовая) мощностью более 1 км (основание не вскрыто) ($K_1^{al}-K_2^{cn}$)	Морская мелководная граувакковая формация мощностью до 300 м. ($K_2^{sn_1}$)	Морская мелководная вулканокластическая формация мощностью до 900 м (?) бассейн р. Воротан ($K_2^{t_1}(?) - sn_1$) Эффузивно-вулканокластическая формация видимой мощностью более 250 м. Верховье бассейна р. Масрик ($K_2^{t_1}(?) - sn_1$)	Морская сравнительно глубоководная кремнисто-эффузивная формация мощностью более 400 м. ($K_1^{al}-K_2^{cn_1}$) Бассейн р. Черная, с. Кармакар, р. Дззнагет	Морская сравнительно глубоководная кремнисто-эффузивная формация. Мощность 0,8 км. (Верховье реки Агадзугет) ($K_1^{al}(?) - K_2^{cn_1}$)	Морская мелководная граувакковая формация мощностью до 200 м ($K_2^{t_1}(?) - cn$) Армянский Памб, Цахкуняцкий и Аргичинский антиклинорий	Морская мелководная граувакковая формация басс. р. Шишкерт, мощностью до 300 м ($K_2^{t_1}(?) - cn$)	Морская глубоководная кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация мощностью более 1,3 км ($K_1^{al}-K_2^{cn_1}$)	По данным геофизики и составу граувакковой формации офиолиты, логребенные под мощным, чехлом предполагаются у г. Серс	Морская мелководная известняково-детритовая формация мощностью от 50 до 200 м (K_2^{cn})
Стабилизации	Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью от 300 до 600 м ($K_2^{sn_2}$). Известняково-пирокластическая субформация мощностью до 200 м. $K_2^{st}-cp_1$ Морская мелководная известняковая формация мощностью до 100 м ($K_2^d-p_1$)	Морская мелководная граувакковая формация мощностью 100 м ($K_2^{cn_2}-st_1$) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью до 250 м ($K_2^{st}-sn_2$)	Морская мелководная граувакковая формация мощностью от 100 до 500 м ($K_2^{cn_2}-st_1$) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью до 700 м ($K_2^{st}-sn_2$) Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 50 м ($K_2^d-p_1$)	Морская мелководная известняковая формация мощностью до 100—150 м. ($K_2^{sn_2}$)	Морская мелководная известняковая формация мощностью до 100 м (Горисский район) ($K_2^{sn_2}$) Терригенно-известняковая формация мощностью до 150 м ($K_2^d-p_1$)	Морская мелководная граувакковая формация мощностью от 0 до 300 м ($K_2^{cn_2}$) Морская мелководная известняковая формация мощностью до 200 м ($K_2^{st}-sn_2$) Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 300 м ($K_2^d-p_1$)	Морская сравнительно глубоководная известняковая формация, мощностью 100 м (?) ($K_2^{sn_2}$) Морская мелководная терригенно-известняковая формация мощностью до 200 м. ($K_2^d-p_1$)	Морская мелководная терригенно-карбонатная формация мощностью до 200 м ($K_2^{st}-sn_2$) Морская мелководная известняково-терригенная флишеидная формация мощностью до 200 м, изредка до 350 м ($K_2^d-p_1$)	Морская мелководная известняковая формация мощностью до 250 м. ($K_2^{st}-sn_2$) Морская мелководная карбонатно-терригенная флишеидная формация мощностью до 300 м ($K_2^d-p_1$)	Морская мелководная граувакковая формация мощностью 100—250 м ($K_2^{cn_2}$) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация (пелитоморфная) мощностью от 150 до 350 м ($K_2^{st}-sn_2$) Морская мелководная терригенно-известняковая флишеидная формация мощностью от 100 до 1000 м ($K_2^d-p_1$)	Морская мелководная граувакковая формация мощностью 50—200 м, местами до 700 м ($K_2^{cn_2}$) Морская сравнительно глубоководная известняковая формация с подчиненными органогенно-детритовыми и биоморфными известняками. Мощность до 300 м ($K_2^{st}-sn_2$) Известняковая органогенно-детритовая формация мощностью до 1000 м ($K_2^d-p_1$)	Морская мелководная глинисто-известняковая формация (флишеидная), мощностью 300 м ($K_2^{st}-sn-p_1$)

был перекрыт маломощными граувакками. Такая обстановка могла сложиться при расчленении мощных толщ офиолитовой серии на глыбы и контрастном вертикальном их перемещении: слагалась мозаика прогибов и поднятий внутри офиолитовой депрессии.

В западном секторе зоны устойчивое поднятие существовало по левобережью современной долины р. Аракс (с. Маркара), где глубокая скважина вскрыла залегающие над офиолитами пестроцветные отложения позднего олигоцена(?)—нижнего миоцена. Однако мы ничего не знаем о размерах этого поднятия, продолжалось ли оно западнее, в басс. р. Ахурян. Между тем по правобережью р. Ахурян в районе г. Кагызман картируется несогласное налегание на породы офиолитовой серии флишoidного эоцена и позднесенонских известняков.

Во всей остальной части западного сектора зоны, перекрытой мощными молассами и флишoidными отложениями палеогена, остаются неясными характер распространения граувакковой формации, состав слагающих ее пород. В центральном секторе крупное офиолитовое поднятие размещалось в северо-восточной части Хосров-Армикской подзоны, где картируется резкое сокращение мощностей граувакковой формации и выступают более нижние горизонты кремнисто-вулканогенной формации. Вся эта полоса развития офиолитов осложнена системой нарушений и насыщена протрузиями серпентинизированных гипербазитов. В юго-восточном, Арпинском секторе офиолитовая серия не выступает на поверхность, но обилие офиолитокластического материала в составе граувакковой формации и особенности распределения его гранулометрии и литофаций приводят к выводу (Сатян, 1970), что офиолиты погребены под палеогеновым комплексом восточнее басс. р. Джагры (с. с. Мартирос, Серс). По восходящему разрезу граувакковой формации грубообломочные отложения все более уступают мелкообломочным. Следовательно, ослабевает интенсивность сноса и сокращаются размеры поднятий в связи с сенонской трансгрессией моря, достигшей в Вединской зоне наибольшего размаха в сантонское время.

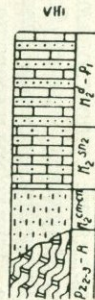
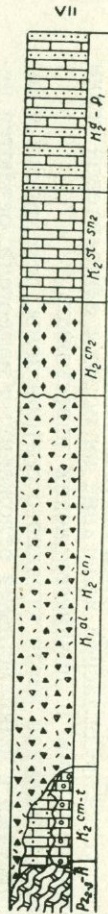
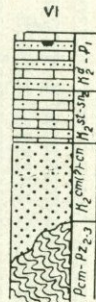
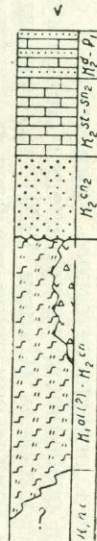
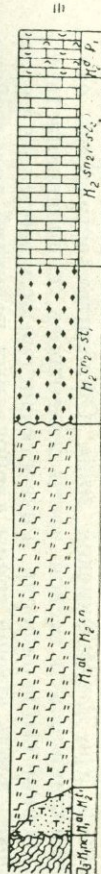
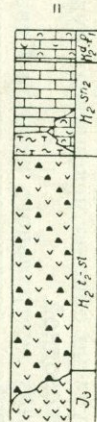
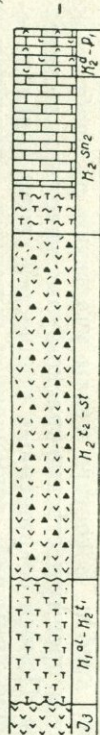
Питающими провинциями северного обрамления прогиба были породы древнего метаморфического комплекса Анкаван-Меграпской зоны, с юга прогиб был ограничен поднятиями среднего-верхнего палеозоя-триаса Урц-Джюльфинской зоны. Офиолитокластические отложения накапливались в осевой части палеотрога, сланцевокластические—по северной его периферии, а известковистые полимиктовые и калькарениновые—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 разрезе формации в пределах центрального сектора Севанской офиолитовой зоны (Севанский хребет) различаются три свиты: конгломератовая, известняковая и флишoidная.

Свита красных конгломератов—маркирующий горизонт района Севанского хребта. В составе свиты участвуют разнообразные обломочные породы, преимущественно красно-бурые офиолитокластические конгломераты. Полоса сокращенных мощностей свиты конгломератов пространственно примерно совмещена с выходами относительно мелководных литофаций кремнисто-эффузивной формации. Палеогеографически эта зона, вероятно, характеризует борт офиолитовой депрессии. Окаймляющая ее известняковая суша и внутренние офиолитовые поднятия—питающие провинции, обусловили сложный состав конгломератов. Офиолиты надвинуты на сенонский комплекс в полосе, протягивающейся вдоль средних отметок хребта от бассейна р. Дара на



100 0 100 200 300 400 m



восток. Красные конгломераты и вышележащие известняки известняковой свиты тектонически перекрываются породами кремнисто-вулканогенной формации с падением плоскости надвига на северо-восток, местами на юго-запад. Элементы залегания кремнисто-вулканогенной формации изменчивы в связи с мелкой гофрировкой и образованием второстепенных складок вдоль зоны контакта. Без учета этих структурных особенностей можно прийти к ошибочному выводу о более древнем, чем офиолиты, возрасте свиты конгломератов. Надвигание офиолитов на свиту конгломератов картируется и по правобережью верховья р. Гейсу. Свита конгломератов здесь вмещает несколько протрузий серпентинитов (содержащих магнезиты), контролируемых разломами меридионального простирания, крутопадающих на запад и юго-запад, а в основании содержит крупные олистолиты серпентинитов и габбро. В латеральных направлениях свита конгломератов обнаруживает изменения состава и строения, что свидетельствует о разной фациальной обстановке ее накопления. В западных предгорьях хребта (с. Шишкая, бассейн р. Гейсу) она имеет сокращенные мощности (10—40 м) и в ее составе преобладают разнообломочные конгломераты бурого цвета, на 40 % сложенные из галек и, реже, валунов основных эффузивов, а также известняков (10%), реже яшм (радиоляритов) и гипербазитов*; цемент песчано-гравелистый средней и слабой крепости. Вверх по разрезу конгломераты резко сменяются породами флишовой свиты: глинистыми и известковистыми темно-серыми алевролитами, выше переходящими в глинистые микрозернистые известняки.

Рис. 30. Типы и ряды вулканогенно-осадочных и осадочных формаций альба-позднего мела Армянской ССР.

Обозначение над колонками. I. Предмалокавказская зона. II. Сомехто-Карабахская зона. III. Севанская офиолитовая зона. IV. Базумо-Кафанская зона. V. Зангезурская офиолитовая зона. VI. Анкаван-Мегринская зона. VII. Вединская офиолитовая зона. VIII. Урц-Джюльфинская зона.

Региональные формации. 1. Вулканокласто-седиментогенная, мелководная. 2. Вулканокласто-седиментогенная глауконитоносная, мелководная. 3. Вулканокласто-седиментогенная (осадочно-пирокластическая) субформация с бентонитами и цеолитами; сравнительно глубоководная и мелководная. 4. Эффузивно-вулканокластическая (базальт-андезитовая) с высоким индексом explosивности, мелководная, местами наземно-островная, марганценовая. 5. Эффузивно-вулканокластическая (базальт-липаритовая) с высоким индексом explosивности; мелководная, местами наземно-островная, марганценовая. 6. Эффузивно-вулканокластическая, базальтовая, андезит-базальтовая, участками контрастно дифференцированная, содержащая в кровле липарито-дациты, мелководная. 7. Кремнисто-эффузивная, глубоководная, марганценовая. 8. Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая, сравнительно глубоководная. 9. Граувакковая (преимущественно офиолитокластическая), мелководная. 10. Граувакковая (сланцевокластическая), мелководная. 11. Калькаренигово-граувакковая, мелководная. 12. Известняковая органогенно-детритовая субформация, мелководная. 13. Известняковая: а) сравнительно глубоководная; б) мелководная. 14. Известняковая органогенно-обломочная, местами рифогенная, мелководная. 15. Терригенно-карбонатная флишовидная, мелководная. 16. Известковая формация поздней юры—неокома. 17. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации поздней юры. 18. Известняковые и терригенно-известняковые формации среднего-верхнего палеозоя-триаса. 19. Досреднепалеозойский метаморфический комплекс.

Примечание: помимо серпентинитов, встречены красные гальки тальк-серпентинитовых пород, изредка обломки хромита.

Иное строение свиты конгломератов в зоне максимальных мощностей граувакковой формации (среднее и верхнее течение р. Гейсу). Основание свиты, обнажающееся по водоразделу рек Шишкая и Гейсу, сложено мощной пачкой крепких бурых конгломератов и конгломератобрекчий, включающих многочисленную гальку яшм и вулканитов, таков же состав более верхних горизонтов формации, суммарная мощность свиты достигает в этом разрезе 210 м. Присоблаждение в ее составе офиолитокластического материала, интервалами ритмичное чередование типа грубого флишоида и смена по восходящему разрезу бурых разнообломочных конгломератов и валунных отложений зеленовато-серыми, сравнительно лучше отсортированными и менее грубообломочными терригенными породами, наличие остатков мелководной фауны указывают в совокупности на мелководные условия седиментации в осевой части бассейна, особенно вблизи островных офиолитовых поднятий, вместе с тем эти данные указывают на постепенное углубление бассейна, связанное с нарастанием сенонской трансгрессии.

Свита конгломератов вмещает крупную гальку и валуны декоративных яшм и эти участки заслуживают промышленной оценки.

Флишоидная свита занимает более высокое стратиграфическое положение и состоит из известняково-глинисто-песчаной и брекчие-конгломератово-песчаной толщ. Сравнительно со свитой красных конгломератов план распределения мощностей в общих чертах повторяется: максимальные мощности сосредоточены в осевой части офиолитовой зоны, сокращенные—по южной периферии и в пределах внутренних палеоподнятий. Флишоидная свита, однако, распространена гораздо шире. В 0,7—1 км севернее с. Шишкая темно-серые и черные глинисто-песчаные и известняковые отложения известняково-глинисто-песчаной толщи, мощностью до 50—70 м, сменяют по восходящему разрезу красные конгломераты. Контакт между ними отчетливо стратиграфический, без признаков перерыва в осадконакоплении. Нижняя часть разреза складывается аргиллитоподобными алевритистыми и известковистыми глинами, тонкослоистыми, иногда плитчатыми, чередующимися с глинистыми алевролитами, реже офиолитокластическими граувакками, изредка гравелитами иногда с градиационной слоистостью. По поверхности выветривания характерны сизо-серые выцветы карбонатов и сульфатов. Нередки мелкие конкреции гидроокислов железа. Вверх по разрезу эти отложения сменяются желтовато-серыми глинистыми микрозернистыми известняками, содержащими примесь фораминифер. Известняки чередуются с известковистыми глинами и содержат редкие пропластки офиолитокластических граувакк и алевролитов. Вверх по разрезу эти отложения сменяются грубым флишоидом. Нулевые и резко сокращенные мощности толщи показательны для западной части хребта (с. Артаниш) и для полосы сочленения по разлому известняков верхнего сенона и офиолитов в среднем течении рек Дара, Гюней, Саринар. Наибольшую мощность толща имеет в верхнем и среднем течении р. Гейсу. Видимая мощность алевролитов и глин превышает 80 м. Вверх по разрезу они сменяются ритмично чередующимися серыми микрозернистыми известняками (20—30 см), черными кливажированными известковистыми глинами (10—20 см), в основании ритмопачек нередко граувакки и полимиктовые конгломераты. Интересно отметить крайне малое количество в конгломератах галек радиоларитов (в противоположность свите красных конгломератов). Мощность составляющих ритмопачки слоев изменчива. Так, интервалами мощность конгломератов возрастает до 1,5—2 м. Их накопление связано с размывом преимущественно известняковых поднятий. Суммарная мощность нижней и промежуточной толщи достигает 100—150 м. Сходные отложения картируются в восточной части

хребта (бассейн рек Кунгур, Каранман), где черные алевролиты и граувакки выступают в основании позднесенонской известняковой формации.

Строение грубообломочной толщи с наибольшей полнотой наблюдается по водоразделу рек Гейсу и Шишкая, в 1 км севернее с. Шишкая. Над известняками кровли нижней толщи выступают зелено-серые и темно-серые разнообломочные конгломераты (40 м), выше сменяющиеся ритмично чередующимися конгломератами (2—5 м), граувакками (0,2—1,5 м). Интервалами ритм венчает пачка (0,2—0,5 м) тонкослоистых мелкозернистых и органогенно-детритовых известняков. В граувакках иногда отмечается градационная слоистость, нередко остатки углефицированных растений, стяжения гидроокислов железа. Среди галек много известняков и пород офиолитовой серии. Эта толща вмещает единичные маломощные потоки диабазов и их брекчий (верховье р. Шишкая). В верховье р. Гейсу грубообломочные флишеидные отложения несогласно налегают на породы известнякско-глинисто-песчаной толщи, перекрываются известняками позднего сенона и содержат, как и в ряде других пунктов (среднее течение р. Шишкая и др.), обильные остатки гастропод и пелеципод раннего сantonа.

Из краткого обзора следует, что граувакковая формация, суммарная мощность которой достигает 500—600 м, по юго-западной периферии офиолитового трога имеет сокращенные мощности, и в ее строении значительное место принадлежит известняковой свите, при подчиненном значении флишеидной и конгломератовой свит. Ближе к осевой части палеотрога известняковая свита, вероятно, выклинивается и наибольшее развитие получают конгломератовая и флишеидная свиты. По простиранию прогиба флишеидно-конгломератовые отложения резко изменчивы в мощности, выполняя тектонически расчлененный рельеф пост-офиолитовой депрессии. К западу от Севанского хребта в бассейне р. Дзорает и в верховье р. Ахурян граувакковая формация имеет сокращенные мощности (до 50—100 м) и флишеидное строение. Состав пород граувакковой формации Севанской зоны преимущественно офиолитокластический, в основных чертах сходный с ранее приведенным составом граувакковой формации Вединской зоны. Более широко распространены серпентинитокластические песчаники и брекчии. Другим отличительным признаком является наличие в строении формации мелких протрузивных тел серпентинитов.

Резко сокращены мощности граувакковой формации на юго-востоке Севанской зоны. Так, на юго-западе Сарыбабинского синклиория мощность этих отложений не превышает 100 м (ю-з крылья Калафалыхской и Салыхской синклиналей, Соколов, 1978). В составе обломочного материала, помимо офиолитокластического, немалое место принадлежит обломкам андезитов, кварцевых порфиров, песчаников, разнообразных гранитоидов. В аджарисском разрезе мощность офиолитокластических конгломератов, граувакк не превышает 30 м. В басс. р. Тертер граувакковая формация имеет резко сокращенные, либо нулевые мощности, и на породы офиолитовой серии непосредственно налегают позднесенонские тонкослоистые известняки. В разрезе у с. Ипяк, нарастаются мощности формации до 350 м и в составе ее преобладают серпентинитокласты.

Южнее Лысогорского перевала, у г. Джебраил мощность коньякских известняков, реже мергелей, содержащих в кровле разреза туфы, достигает 337 м (Ренгартен, 1959). Нижнесантонская вулканогенно-обломочная толща (порфиры, туфобрекчии, туфопесчаники) имеет мощность более 400 м. При этом В. П. Ренгартен отмечает ее сходство с вулканогенной толщей Мартунинского синклиория.

Латеральные переходы граувакковой формации к зоне обрамления представляют большой интерес, хотя вопросы эти остаются далеко не изученными. Нарастание мощностей раннесенонских отложений имеет место восточнее Тертерской подзоны в сторону Мардакертского поперечного прогиба, входящего в Сомхето-Карабахскую (Агдамскую) зону обрамления. По В. П. Ренгартену (1959), мощность терригенных, нередко вулканомиктовых отложений достигает 300 м в басс. р. Гюракчай (сантонские отложения в этом пересечении не приводятся). Ниже по течению р. Тертер, суммарная мощность коньякских отложений не превышает 215 м и в их составе преобладают мергели, а нижнесантонские отложения представлены мергелями с пачками туффов и реже туфов мощностью до 75 м. Следовательно, латерально граувакковая формация замещается мергелями, известняками, содержащими горизонты песчаников, туффов—явный признак уменьшения роли внутренних вулканических поднятий, как источников сноса обломочного материала.

Из всех приведенных данных следует, что в Севанской офиолитовой зоне мощности граувакковой формации резко изменчивы по простиранию зоны. Наибольшие мощности характеризуют центральную часть Севанского хребта. К северо-западу и юго-востоку мощности формации резко сокращаются; нулевые мощности характерны для тертерского сегмента, некоторое нарастание мощностей происходит к северо-восточной периферии офиолитового пояса, к Сомхето-Карабахской (Агдамской) зоне, и далее граувакковая формация латерально замещается известняковыми и терригенно-известняковыми отложениями.

Морская сравнительно глубокоководная известняковая формация Вединской и Севанской офиолитовых зон. В Вединской зоне базальные слои формации слагаются мелководными розовыми и пятнисто-розоватыми, слабо алевритистыми фораминиферовыми известняками, содержащими остатки иноцерам. Известняки базальных слоев залегают на породах граувакковой формации трансгрессивно. Сантон-позднесенонский возраст формации определяется палеонтологически (Ренгартен, 1959). По периферии прогиба сантон-позднесенонские известняки местами залегают на породах палеозоя, а в пределах брахиантиклинальных складок конседиментационного заложения—на известняках турона (низовье р. Хосров и др.). В значительных по мощности разрезах (скв. № 1-Карабахлар и др.) по восходящему разрезу облик известняков становится все более глубокоководным: они тонкослоистые, почти лишены алевритовой терригенной примеси, по структуре микрозернисто-фораминиферовые. Нередки известняки, содержащие глинистую примесь, хотя типичные мергели крайне редки.

Известняки прибрежных зон палеопрогиба более алевритистые, с прослоями органогенно-детритовых известняков, изредка алевролитов и песчаников. Таковы, например, разрезы формации в верховье р. Азат, у с. Байбурд. По простиранию вулканического палеотрога распределение мощностей имеет мозаичный характер: в контурах опущенных блоков офиолитов мощность известняков достигает 380 м. (скв. 1-Карабахлар); приподнятые блоки или новообразованные вулканические поднятия (и отмели) картируются по резко сокращенным, либо близким к нулевым мощностям формации (скв. 5-Маркара, 1-Чатма, бассейн р. Кюсуз, г. Црдут). Зоны умеренных мощностей тяготеют к границе внутренних поднятий и прогибов (среднее течение р. Хосров).

Несколько отличны разрезы известняковой формации в восточном секторе зоны, в бассейне р. Арпа. Здесь наряду с пелитоморфными известняками развиты известняки органогенно-детритовые (около 20 %). Суммарная мощность формации достигает 300 м (бассейн р. Джагры,

с.с. Хидзорут и Гюлистан). Очевидно, к востоку происходило заметное обмеление бассейна, сокращение мощностей с фацциальными переходами микрозернистых известняков в органогенно-обломочные разности, включающие прослои терригенных осадков.

В Севанской офиолитовой зоне в разрезе у с. Памбак нижняя свита формации складывается микрозернистыми темно-серыми известняками тонко—и среднеслоистыми, трещиноватыми, местами среднекристаллическими, с внутрислойными конкрециями кремней черного и серого цвета. Суммарная мощность этой свиты достигает 215 м. Верхняя свита, мощностью до 260 м, представлена известняками тонкослоистыми, темно-серыми, без конкреций кремней, в верхней части разреза—плитчатыми. Суммарная мощность формации достигает 650 м. В районе с. Артаниш и восточнее известняки чередуются с мергелями. Значительные—до 400 м мощности формации выявляются в бассейне р. Саринар. Примечательно наличие среди известняков основания разреза нескольких слоев голубовато-зеленых известковых пелитовых туффов, которые могут быть параллелизованы с раннекампанскими туффитами Сомхето-Карабахской зоны, вмещающих цеолититы и бентониты.

Резкое сокращение разреза формации отмечается к Зодскому перевалу, что указывает на существование поднятия. Возраст формации палеонтологически определяется как позднесенонский (Ренгартен, 1959). Более песчаные слои основания формации В. Т. Акопян (1970) относит к позднему сантону. Западнее Севанского хребта известняки позднего сенона выступают в ядрах антиклиналей в р-не с. Фиолетово. Выходы известняков известны по левобережью верховья р. Дзорaget и в верховье р. Ахурия. Этим разрезам характерен менее глубоководный парагенез пород: помимо микрозернистых известняков, обычны известняки органогенно-обломочные (с мшанками и литотамниями). Участками известняки заметно перекристаллизованы. Суммарная мощность известняков бассейна р. Ахурия достигает 380—400 м.

На юго-востоке Севанской офиолитовой зоны, в басс. р. Тертер позднесенонские тонкослоистые микролитовые известняки достигают в мощности 600—700 м, несогласно налегая на породы офиолитовой серии. Сокращение мощностей имеет место к югу, по простирацию офиолитовой зоны и далее мощности вновь наращиваются южнее Лысогорского перевала до долины Аракса. Узкая зона значительных мощностей вырисовывается севернее басс. р. Тертер, вдоль юго-западного подножья Севанского хребта, при этом в басс. р. Артаниш и у г. Инакдаг известняковая формация имеет сокращенные или умеренные мощности, в основании содержит горизонт песчаных известняков и её базальные слои налегают несогласно на древнюю кору выветривания поверхности габбро-гипербазитового комплекса. В промежутке между этими пунктами мощности известняков формации, как было показано, резко изменчивы и в их основании выступают породы граувакковой формации раннего сенона.

Флишоподная терригенно-карбонатная формация Вединской офиолитовой зоны. На западе, в бассейне р. Ахурия и в междуречье Ахурия и Касах, отложения дания-палеоцена отсутствуют, либо резко сокращены в мощности в пределах приподнятых блоков, сформировавшихся в раннесенонское время (скв. 15—Кармрашен, 5—Маркара и др.). Восточнее, в бассейне р. Раздан и в междуречье Веди и Азат, мощности формации максимальны—до 1000 м (скв. у сс. Арташат, Мхчян). В составе отложений преобладает карбонатный материал. Резкий спад карбонатности к северо-западу, у с. Зейва обусловлен, вероятно, метаморфическим составом пород Айттапского поднятия. Преимущественно карбонатный состав и значительные, до 670 м, мощности даний-палеоцено-

вых отложений характеризуют северное крыло Ераносской антиклинали. Существенно карбонатный состав формации (известняковый флиш) выявляется в бассейне р. Хосров, на южном склоне г. Крепостной. Восточнее, в бассейне р. Джагры разрез представлен органогенно-детритовыми мшанково-литотамниевыми известняками, алевролитами, мергелями с пачками конгломератов, суммарной мощностью до 100 м.

Наиболее полно распределение мощностей терригенно-карбонатной формации изучено в центральном секторе Вединской офиолитовой зоны. Очевидно срезание под углом изопакитами терригенно-карбонатной формации полосы развития наиболее мощных отложений сенона (включал и отложения кремнисто-вулканогенной формации офиолитовой серии).

Датско-палеоценовый прогиб был наложен на сенонский, но в отдельных его частях, как например, в басс. р. Азат, а также в промежутке между с. Двин и г. Веди, этот прогиб приспособлен к частным структурам сенонского прогиба.

6.2.2. КОРРЕЛЯЦИЯ СО СМЕЖНЫМИ РЕГИОНАМИ ПЕРЕДНЕЙ АЗИИ

Вопрос о продолжении офиолитовых зон Малого Кавказа в смежные районы Малой Азии и Ирана в соответствии с приведенными выше данными может быть рассмотрен более уверенно, хотя спорные моменты в предлагаемой схеме, безусловно, сохраняются. О продолжении Северо-Анатолийско-Севанской зоны в Иран данных пока мало. По геофизическим данным и данным разломной тектоники, эта система депрессий в северном Иране, вероятно, контролировалась, глубинными разломами, протягивающимися вдоль юга Эльбурса (офиолиты района Себзева). Весьма вероятно обнаружение «слепых» офиолитов в пределах всей надвиговой зоны северного Ирана. В частности, к западу от Решта, в районе Масулах выявлены (Davies et. al., 1972) узкие протяженные тела серпентинизированных ультрабазитов, тектонически соотносящихся с юрским комплексом, но не прорывающих поздне меловых отложений. Развитие в этом же районе вулканогенного палеозоя, а также вулканогенно-осадочного альба-позднего мела, указывает на принадлежность всего этого комплекса к древней шовной зоне, в пределах которой, вероятно, была развита мезозойская офиолитовая ассоциация, пока еще полностью не выявленная.

Кремнисто-вулканогенная формация Северо-Анатолийско-Севанско-Эльбурсского прогиба (рис. 35), отличается наибольшими объемами вулканитов и силицитов, марганценосностью силицитов, наиболее значительными объемами офиолитокластического и прежде всего серпентинитокластического материала. Нередкие в ее строении олистостромы и олистолиты, а также флишевые пачки гораздо чаще тяготеют к мелководью этих прогибов. Стратифицированные породы офиолитовой ассоциации преобразованы в фациях зеленых сланцев и глубинного эпигенеза. Мощность надофиолитового «чехла» резко варьирует по простиранию рассматриваемой офиолитовой зоны. Наибольшая мощность характерна для района Севанского хребта. В Анатолии и Иране «чехол» имеет сокращенную мощность и представлен в основном известняковой формацией позднего сенона.

Офиолиты Зангезурской зоны Малого Кавказа тектонически наиболее переработаны. Картируются лишь фрагменты офиолитов, выступающие по северо-восточному краю поднятий метаморфического фундамента (Анкаван-Мегринской зоны). Преимущественно это серпентинитовый меланж, становление которого было длительным и многоэтапным.

Начиная от района басс. оз. Севан, далее на северо-запад к Эрзинджану, Севанская и Зангезурская офиолитовые зоны резко сближаются. Их, в сущности, разделяют узкие и протяженные блоки, сложенные тонко-слоистыми, сравнительно мелкозернистого облика карбонатными толщами мальма-раннего мела. Сходство кремнисто-эффузивной формации этих двух зон на этом отрезке не является случайным, указывая на сближенность тектоно-магматических глубинных условий заложения и развития офиолитовых прогибов, пространственную сопряженность прогибов.

Продолжением Зангезурской зоны вглубь Анатолии можно весьма условно считать разрозненные выходы офиолитовой ассоциации вдоль краев срединных массивов и в перемычках между ними (Гемерех-Кемахская зона, по Ломизе, 1970). Южным продолжением Зангезурской зоны в центральный Иран скорее всего являются офиолиты у г. Наина; зоны Бафт-Наинского глубинного разлома. Породы, составляющие цветной меланж, по парагенезам (радиоляриты, известняки, диабазы без шаровой текстуры) довольно сходны с породами малокавказского отрезка Зангезурской зоны. Необходимо отметить, что на Малом Кавказе и в Иране фланги тектонического офиолитового меланжа прорваны не принадлежащими офиолитовой серии умеренно-кислыми интрузиями (Наин, Сваранц). Сенонский надофиолитовый «чехол» крайне редуцирован, тогда как вулканические и вулканогенно-осадочные толщи палеогена в его строении имеют значительные мощности.

С большой достоверностью можно утверждать, что продолжение Вединского офиолитового палеопрогиба в Анатолию маркируется выходами пород офиолитовой ассоциации Кагызмана и далее прерывистыми обнажениями в направлении к Эрзинджану. Наиболее вероятно, что южнее эрзинджанского «узла» офиолитовый прогиб продолжался на юго-запад вдоль южного края зоны срединных массивов—Киршехира и др. (г. г. Дивриги, Эрегли, Конья), далее резко сворачивая на северо-запад, к северной части Ликийского Тавра. Сходство Южно-Анатолийской и Вединской офиолитовых зон заключается в наличии среди офиолитов продуктов андезитового вулканизма, в сравнительно неглубоководной, скорее мелкоководной обстановке накопления радиоляритов и ассоциирующих с ними осадочных пород, в поздне меловом возрасте вулканитов и силицитов.

Пока нет достоверных сведений о продолжении Вединской офиолитовой зоны в Иран. Мощные вулканические образования кайнозоя маркируют строение более древних комплексов. Глубинный разлом общекавказского простираения фиксируется в строении мезозоя-эоцена Нахичеванской мульды, достигая, по геофизическим данным, долины р. Аракс и, по всей вероятности, продолжаясь в Иран. В узких ущельях, пропавших лавы кайнозоя северо-западного Ирана, в районе г. Тавриз (г. Сахенд, высота 3710 м), наблюдаются выходы зеленокаменных пород, сходных с офиолитами. Сильно тектонизированные глинистые сланцы и известняки района Зенджана, с которыми ассоциируют продукты андезитового вулканизма мелового возраста, возможно, являются краевой фацией офиолитового вулканического трога. Выход древнего основания в горах Солтанье ограничивает западный офиолитовый шов от восточного—Эльбурсского. Офиолитовый пояс Курдистанского хребта, вероятнее всего, торцово сочленяется с Вединской зоной (рис. 35).

Реликты ископаемых фациальных переходов силицитов и вулканитов офиолитовой ассоциации в отложения прибортовых частей прогибов картируются чрезвычайно редко (Вединская зона). В большинстве случаев переходные фациальные зоны от мелкоководья к мелководью реконструируются, исходя из довольно прерывистого латерального ряда

отложений. Подобные примеры отмечаются в Анатолии (Ilhan, 1964; Brinkmann, 1968, 1976), где было обращено внимание на сокращение мощностей вулканитов и радиоляритов в стороны от ультраосновных массивов, а также случаи латеральной смены радиоляритов микритовыми известняками и т. п.

В истории развития офиолитовых зон широко варьирует возраст отложений, объединяемых в надофиолитовый «чехол». Так, к северу от Измира на офиолиты несогласно налегают отложения среднего эоцена, в районе Тавшанлы—орбитоидные известняки, к западу и востоку от Анкары и у Сиваса флиш палеоэоцена, местами рудистовые известняки, у Байбурта—рудистовые известняки, в районе Малатья—Хежимхана гиппуритовые известняки, переходящие вверх по разрезу в флиш с биогермными известняками и далее в известняки маастрихта и т. д.

Анатолийским офиолитовым зонам, по сравнению с Малым Кавказом, как видим, показателен более длительный интервал офиолитовой стадии и сокращенный—стадии формирования надофиолитового «чехла». В разрезе последнего нередко примеры выклинивания граувакковой и сокращение мощностей известняковой формации. Все это говорит о контрастности тектонических движений в стадию стабилизации прогибов.

В Иране цветной меланж перекрывается палеогеновым (среднеэоценовым) «чехлом». В составе меланжа определяются блоки известняков с нуммулитами, без признаков парагенетической ассоциации с офиолитами. То же можно сказать и о глыбах микрозернистых известняков позднего сенона, включенных в меланж. Можно поэтому думать, что и те, и другие составляли нижний структурный этаж надофиолитового «чехла», но при последующих диапировых перемещениях они были охвачены ларамийской складчатостью и далее включены в состав обновленного меланжа.

Важным палеотектоническим элементом мезозоя являлась северная зона обрамления, характеризующаяся в целом геоантиклинальным режимом развития. В разделявших ее поперечных прогибах проявлялся «островодужный» вулканизм. В восточном Понте вулканические образования известны в отложениях альба-среднего мела района Трабзона, Артина. На юге, и особенно на западе зоны Понта содержание вулканических продуктов заметно падает (Brinkmann, 1976; Kamen-Kaye, 1971).

В составе эффузивно-вулканокластической толщи позднего турона-сантона района Артина и восточнее, в Болнисской зоне преобладают эксплозивные продукты андезитового и дацитового состава, известковые туффы и др. Содержание вулканогенного материала убывает к западу Понта, и в районе г. Синоп их место занимают флишевые формации (зона Кавак). В восточном Понте наибольшей интенсивности вулканизм достигает в сантоне. Здесь определяются продукты подводных излияний андезитов и базальтов (реже дациты, содержание которых заметно увеличивается к югу, в сторону палеоподнятий). Широко развиты туфы, грубо—и мелкообломочные. У Джиресуна, Трабзона и Артина преобладают туфы и агломераты, чередующиеся с морскими осадками, встречаются и игнимбриты (Brinkmann, 1976).

Верхний сенон Понта (Синоп, Зангулдак и др.), слагаемый микритовыми известняками с иноцерамами, белемнитами и фораминиферами (Brinkmann, 1976), обнаруживает сходство по составу пород с нижней секцией известняковой формации Сомхето-Карабахской и Предмалокавказской зон. Эти отложения имеют флишевое строение на северо-западе Северо-Анатолийского трога, с широким развитием калькаренитового флиша.

Альбская-позднемеловая трансгрессия в зоне Понта и к северу от него совпадает с дроблением и погружением Понтийского массива—поднятия в области современной акватории Черного моря. Рифтогенез континентальной коры сопровождается новообразованием океанической коры в результате мантийного диапиризма (Гамкрелидзе, 1976). С этими движениями связывается ранняя история развития Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта (Адамия и др., 1974; Гамкрелидзе, 1976).

Почти лишены вулканических продуктов отложения позднего мела зон срединных массивов. Во внутренней Анатолии отмечаются латеральные переходы верхнесеновских известняков к алевроитистым известнякам в направлении к поднятиям фундамента. Флишевые прогибы были приспособлены к морфологии этих массивов древнего фундамента, причем флишевые толщи образовались за счет их размыва (Sestini, 1971). Вероятно, с поперечными разломами связаны офиолиты района оз. Туз.

В северо-западном Иране глинисто-песчаные флишеподобные отложения альба с горизонтами пирокластических пород развиты в районе Дивразда (Alavi, Shahrabi, 1975). На территории Ирана аналоги эффузивно-вулканокластической толщи тулона-раннего сенона отсутствуют, за исключением выходов вулканокластического позднего мела в Талыше, отчасти западнее г. Решт. К верхнемеловому комплексу относятся туфы андезитовых порфиритов южнее г. Себзеvar, подстилающие глоботрункановые известняки. Западнее, в районе Зенджана карбонатные отложения верхнего мела вмещают силлы и дайки андезитов. Меловые вулканы распространены также на западе центрального Ирана, в районе г. Гольпайеган. Однако остаются далеко не выясненными соотношения мезозойского вулканизма этих районов с вулканизмом офиолитовых зон.

В центральном и северном Иране развиты карбонатные отложения позднего сенона мелководного облика, среди которых нередки прослойки конгломератов. Блоки и обособленные выходы микритовых известняков позднего сенона—отложений более глубоководных, входят главным образом в состав «цветного меланжа» офиолитовых зон северного и центрального Ирана.

Палеоподнятия зоны срединных массивов реконструируются от запада Малой Азии через Малый Кавказ до Ирана. В некоторых местах древние комплексы, слагающие их, выступают на дневную поверхность, в других—погребены под мощным кайнозойским чехлом. Можно полагать, что ремобилизация поднятий древнего фундамента происходила многоэтапно. В их пределах выделяются интрузивные комплексы, относимые к герцинскому, киммерийскому и альпийскому этапам.

В центральном Иране древнекиммерийские движения расчленили регион на ряд прогибов. В каждом из них отлагались разные типы осадков. Как отмечалось, новокиммерийские движения привели к поднятию значительной территории центрального Ирана и формированию континентальных и перемежающихся с ними мелководных морских отложений. Барремский-аптский комплекс залегает трансгрессивно с угловым несогласием на разных горизонтах юры, иногда на палеозое и докембрии. В истории седиментации обособляются: баррем-коньякский, сантон-раннемаастрихтский и позднемаастрихт-палеоценовый циклы (Tagaz, 1974). Мощность отложений нижнего-верхнего мела меняется от нескольких сотен метров (Исфаган) до 5 км (Кавир). В Эльбурсе начало трансгрессии связывается с аптским веком. Массивные известняки с орбитоидами и другие отложения мелового возраста достигают в мощности 1250 м. Досантонский размыв местами проявлен довольно интенсивно. Во внешнем Загросе в альб-позднемеловое время отлага-

лись известняки, мергели, а также флишевые отложения (маастрихт-палеоцен) суммарной мощностью до 5 км (Фолкон, 1977).

6.2.3. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ МАЛОГО КАВКАЗА, СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ ПЕРЕДНЕЙ АЗИИ

Очевидно ведущее место офиолитовых зон в тектонической зональности региона: в целом это структуры более глубинные и более масштабные, структуры эти пересекают обширные пространства на многие сотни км.

Подробные сейсмические исследования в области развития пород офиолитовой ассоциации показали связь их с уходящими в мантию глубинными разломами (рис. 32)—такие данные были получены прежде всего по Малому Кавказу (Егоркина и др. 1973, 1976). Анализ структурной позиции офиолитов показывает в первом приближении, что офиолитовые зоны могут быть пространственно совмещены в одном случае с осевой частью раннемезозойского вулканического прогиба. Примером служит Севанская офиолитовая зона и ее аналоги в смежных регионах. В другом—офиолитовая зона трассируется вдоль края выхода древнего метаморфического комплекса-срединного массива в мезозойской палеогеографии. Такова Зангезурская офиолитовая зона. Наконец, Вединская офиолитовая зона представляет пример размещения в пределах крупного сложно построенного раннемезозойского поднятия. Ее возникновение было обусловлено деструкциями континентальной коры (в пределах этого поднятия), испытавшей длительно платформенный или субплатформенный режим развития в палеозое и вовлечение в позднегерцинские дислокации. Такое разнообразие начальной структурной позиции офиолитовых зон имело важные последствия, выраженные в особенностях морфологии офиолитовых прогибов, в составе и строении выполнивших их кремнисто-вулканогенной формации и масштабы проявления базит-ультрабазитового комплекса. Так, было показано развитие кремнисто-эффузивной формации (при доминировании толентов) в Севанской зоне, где имеются также наиболее крупные выходы габбро и гипербазитов, далее показано наличие кремнистых мощных тел в этой зоне, включая мощные металлоносные осадки и т. п. Существенно в этом плане отличается офиолитовый разрез Вединской зоны, о чем подробно говорилось выше.

Основные особенности седиментационно-тектонической зональности региона отражены на рис. 31. Обозначаются три типа структурно-формационных зон альб-позднемелового времени: офиолитовые сравнительно глубоководные прогибы, разделяющие их зоны поднятий—срединных массивов, расчлененные поперечными мелководными терригенно-карбонатными прогибами, и две северные зоны поднятий, расчлененные вулканическими мелководными прогибами. В раннюю стадию развития офиолитовых прогибов выполнившие их мелководные терригенные и туффитовые отложения практически лишены эффузивных пород, хотя локально в осевой части прогиба предполагается возможность накопления вулканогенных пород.

К офиолитовой стадии относится резкая активизация подводного вулканизма с обновлением ранее существовавших разломов и возникновением новых магмоподводящих разломов в условиях нарастающего растяжения коры. Разломная тектоника и определила котловинную морфологию офиолитовых прогибов. Основные ее черты: вулканический трог с вложенным в него осевым трогом и по краям вулканического трога—терригенным шельфом сформировались в вулканическую ста-

дию развития офиолитовых прогибов. Осовой трог становится местом накопления мощных вулканических и чередующихся с ними кремнистых и подчиненных им карбонатных пород. При этом суммарные мощности формации в этой структурно-фациальной зоне оказываются максимальными—в этом одна из примечательных особенностей распределения мощностей и типов осадков в прогибах офиолитового типа. Осовой трог характерен и тем, что именно здесь сосредоточено наибольшее количество продуктов газогидротерм—в частности, металлоносных осадков. Наконец, здесь же хотя и сосредоточены наибольшие объемы продуктов вулканизма, тем не менее ритмика вулканизма была наиболее разряженной, соответственно интервалы накопления седиментогенных, вулканокласто-седиментогенных и эксгальационно-седиментогенных продуктов были наиболее длительными, а объемы их наиболее значительными.

Терригенный шельф был отделен от вулканического трога внутренними поднятиями; такова идеализированная схема строения офиолитовых прогибов, хотя, конечно, возможны и некоторые от нее отступления—редуцированный шельф, отсутствие центральной глубоководной депрессии и т. п.

Основная тенденция эволюции офиолитовых прогибов сводится к последовательному расширению зоны вулканизма (вулканического трога) при заложении периферических разломов и вовлечении в прогиб краев обрамления (рис. 33, 34).

В стадию относительной стабилизации вулканическая деятельность в офиолитовых прогибах затухает. Кратковременные и маломощные проявления вулканизма имели место в раннесантонское время в Севанской зоне, однако преобладает терригенное осадконакопление. План распределения типов обломочных отложений и их мощностей указывает на возникновение глыбовой внутренней структуры в пределах бывшего офиолитового прогиба. Состав обломочных отложений позволяет воссоздать внутренние области размыва—офиолитовые поднятия, а также краевые относительно офиолитового прогиба поднятия пород древнего фундамента, они местами включают также карбонатно-терригенный комплекс палеозоя и юрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. Эти поднятия уже принадлежат континентально-коровым блокам, которые разобщены региональными офиолитовыми прогибами. Их тектоническое положение и история геологического развития за этап, предшествовавший офиолитообразованию и во времени его, указывают на самостоятельное их значение в мезозойской палеогеографии. Вместе с тем краевые их части уже принадлежат офиолитовым прогибам—им показательно накопление мелководных, обычно терригенных отложений, которые состоят из продуктов разрушения краевых поднятий, но на стадии стабилизации офиолитовых прогибов содержат также в подчиненном количестве культуры размыва офиолитовых новообразованных поднятий. Вулканизм в пределах этих континентально-коровых блоков фокусируется в поперечных прогибах, т. е. по границам раздела между отдельными блоками, и оказывается близким островодужному. Продукты мелководного вулканизма определяются в Сомхето-Карабахской и Базумо-Кафанской тектонических зонах региона, однако их нет или же они имеют локальное развитие в Анкаван-Мегринской и Урц-Джультинской тектонических зонах. Вулканизм эксплозивный продолжается до раннекампанского времени в Предмалокавказском прогибе и, вероятно, до начала маастрихта—вдоль стыка Базумо-Кафанской зоны с Акеринским сектором Севанской офиолитовой зоны (Гочасский синклиний). С нарастанием морской трансгрессии в сеноне между смежными седиментационными бассейнами все более сглаживаются различия условий осадконакопления. Глубоководные офиоли-

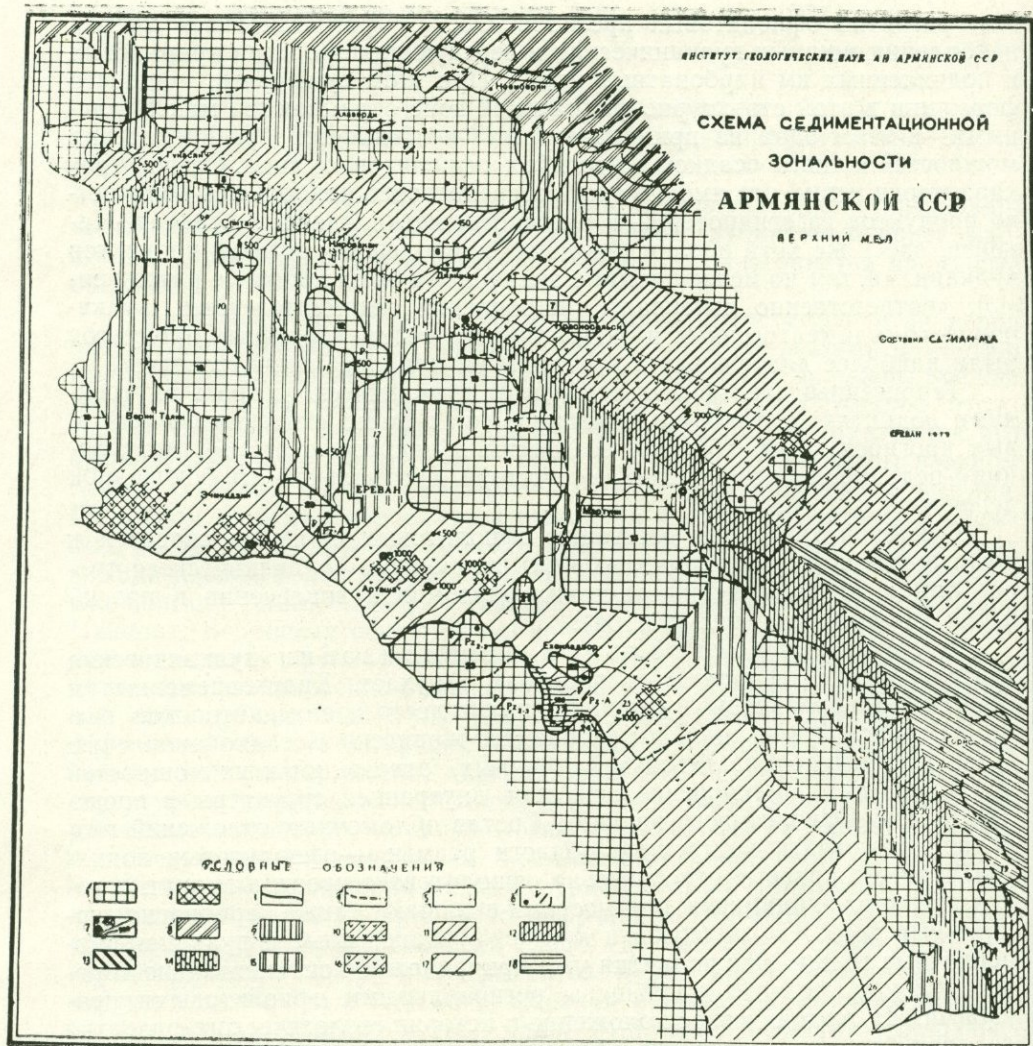


Рис. 31. 1. Поднятия. 2. Новообразованные поднятия офиолитовых зон. 3. Граница поднятий. 4. Граница поднятий менее достоверная. 5. Границы литологических ассоциаций. 6. Отложения верхнего мела отсутствуют при налегании на древних более молодых отложений. 7. Изопахиты: а) по данным бурения; б) по обнажениям.

Главные прогибы и поднятия. 8. Юго-западный борт Предмалокавказского прогиба. 9. Поперечные прогибы Сомхето-Карабахской зоны поднятий. 10. Севанский офиолитовый прогиб. 11. Шельф Севанского офиолитового трога. 12. Базумо-Кафанская зона поднятий. 13. Гочас-Горисский прогиб. 14. Зангезурский офиолитовый прогиб. 15. Анкаван-Мегринская зона поднятий. 16. Вединский офиолитовый прогиб. 17. Урц-Джульфинская зона поднятий.

Частные прогибы и поднятия. Предмалокавказская зона.

Прогибы: 1. Ноемберян-Товузский. Сомхето-Карабахская зона поднятий. Прогибы поперечные: 2. Ахурян-Богдановский. 3. Лорийский. 4. Агстевский. Поднятия: 1. Верхнеахурянское. 2. Джавахетское. 3. Алавердское. 4. Бердское (Мургузское). Севанский офиолитовый прогиб. Подзоны офиолитового трога.

товые прогибы, выполненные мощными кремнистыми и вулканогенными осадками, трансформируются затем (на стадии формирования «чехла») в прогибы более мелководные, сходные по батиметрии с прогибами зон обрамления. С общим нарастанием морской трансгрессии в позднесенонское время резко сокращаются размеры суши, подавляется терригенное осадконакопление, унифицируются условия осадконакопления на значительных пространствах.

Климатическая обстановка была сходной на ранних стадиях развития офиолитовых и вулканокластических прогибов. Субаридный климат был характерен и для сеномана и раннего турона.

В Сомхето-Карабахской зоне, как и в Вединской зоне, обнаруживаются доломитистые известняки, местами с повышенной стронциенностью. Доломитистые известняки и оолитовые известны в сеномане Анатолии. Апт-альбский комплекс, напротив, обладает признаками гумидности (глауконитовые отложения, проявления копала). Определенный сдвиг к увлажнению отмечается с позднего турона. По периферии офиолитовых трогов и в зонах обрамления появляются теплолюбивые рудисты (Ренгартен, 1959). Умеренно гумидный климат сохраняется в коньякском веке, о чем говорят комплексы споры и пыльцы (папоротник, гинко, кедр и сосна), пропластки углей и углефицированных растительных остатков. Такая картина наблюдается для большинства зон распространения ранне- и позднеконьякских отложений Малого Кавказа. Похолодание, наступившее с сантона(?)—позднего сенона, было вызвано нарастанием морской трансгрессии. Место рудистов в мелководных фациях занимают мшанки и водоросли. Аридизация в дании-палеоцене отражает сокращение моря, его регрессию.

Складчатые движения на границе альба и сеномана, в конце позднего сенона обновили рельеф поднятий, сформировалась мозаичная климатическая зональность. Как видно, ареалы климатических зон охватывали и зоны офиолитовых трогов (их периферию) и зоны обрамления. Тем самым троговая палеогеография офиолитовых бассейнов вписывается в климатическую зональность региона и эволюцию климата во времени.

Подведем некоторые итоги.

5. Дзорагетская. 7. Севанская. Подзона шельфа. 6. Иджеванская. Внутренние поднятия: 6. Агарцинское, 7. Арегунийское. Базумо-Кафанская зона. Поднятия: 5. Базумское, 9. Масрикское, 10. Кафанское. Гочас-Горисский прогиб. Подзоны: 19. Восточно-Кафанская, 20. Горисская. Зангезурский офиолитовый прогиб. Подзоны: 8. Ширакская, 8а. Спитакская, 9. Сваранц-Шинкертская. Анкаван-Мегринская зона поднятий. Поднятия: 11. Памбакское, 12. Цахкуняцкое, 13. Северо-Гегамское, 14. Южно-Гегамское, 15. Вардениское, 16. Сисианское, 17. Каджаранское, 18. Мардаликское, 19. Ахурянское, 20. Айнтапское. Поперечные прогибы: 10. Манташский, 11. Казахский, 12. Разданский, 13. Сабунчинский, 14. Баязетский, 15. Аргичинский, 16. Джермуковский, 17. Воротанский, 18. Мегринский. Вединский офиолитовый прогиб. Подзоны офиолитового трога: 21—22—Нижнеахурянская и Маркаринская, 23. Двинская, 24. Хосров-Кюсюзская (Вединская), 25. Мартирос-Заританская (Арнинская), 26. Восточно-Ордубадская. Внутренние поднятия: 21. Джермисское, 22. Эртичское, Урц-Джюльфинская зона поднятий. Поднятия: 23. Урц-Айодзорское, 24. Хидзоротское.

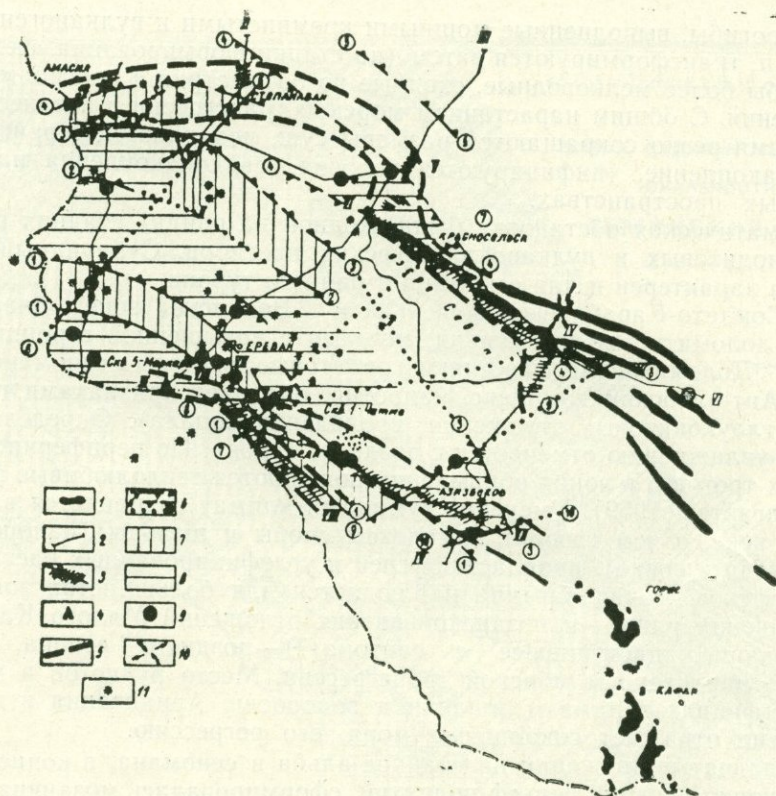


Рис. 32. Схема тектонических нарушений на территории Армении (по данным станции «Земля», Егоркина и др., 1976).

1. Выходы основных и ультраосновных пород на поверхность. 2. Сейсмические профили (ст. «Земля»). 3. Участки сейсмических разрезов, характеризующихся полным или частичным отсутствием границ обмена. 4. Глубокие скважины, вскрывшие офиолиты. 5. Граница офиолитовых зон. 6. Зоны глубинных разломов: а) уверенные, б) менее уверенные. 7. Выступы фундамента. 8. Впадины фундамента. 9. Точки наблюдения с повышенной анизотропией скорости поперечных волн ($K_a > 20\%$). 10. Направление осей напряжений в очаговых зонах. 11. Эпизотры землетрясений (по литературным данным). Разломы (цифры в кружках): 1—Ереванский, 2—Ани-Ордубадский, 3—Анкаван-Зангезурский, 4—Севан-Акеринский, 5—Кировабадский, 6—Спитак-Верин-Талинский, 7—Севан-Арагатский, 8—Кельбаджар-Вединский, 9—Лев-Ехегнадзорский, 10—Заритапский. 11. Вулканические центры.

Стратифицированные компоненты офиолитовой серии Севанской, Зангезурской и Вединской офиолитовых зон Малого Кавказа датируются альбом—допозднеконьякским временем. Среди стратифицированных пород офиолитовой серии широко представлены, помимо радиоляритов, известняки, нередко туфы, вместе с тем характерны резкие фациальные изменения отложений по латерали и по восходящему разрезу. Эти данные указывают на существенное отличие их от океанических осадков. В последних, кроме того, нет примера чередования радиоляритов с вулканитами, а также отсутствуют контрастно-дифференцированные серии вулканических толщ.

Характерно различие парагенезов отложений каждой из известных в регионе офиолитовых зон, в равной мере это касается и особенностей

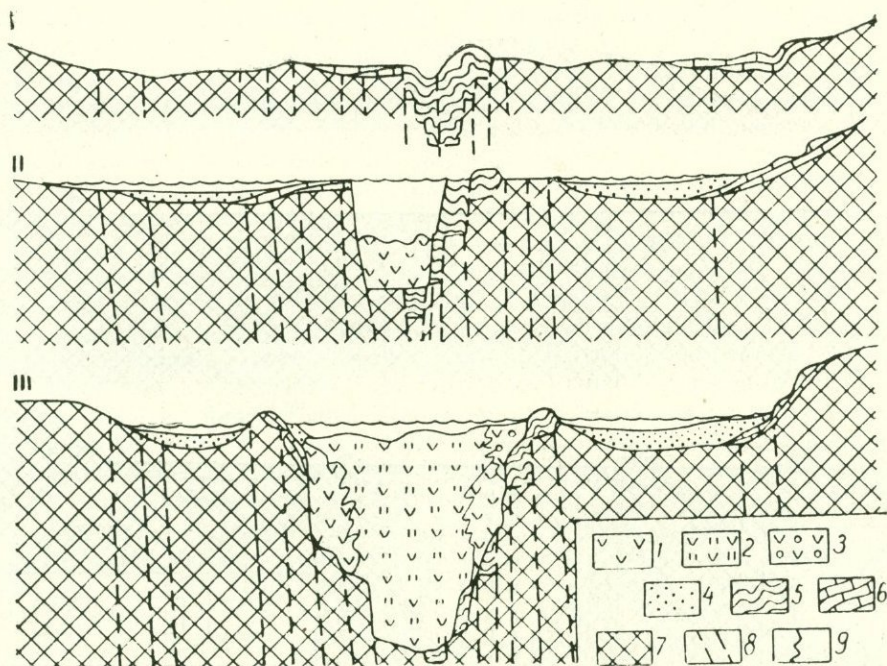


Рис. 33. Принципиальная схема стадийности развития Севанского и Запозурского офиолитовых прогибов.

I. Этап инверсии карбонатного прогиба титона. II. Ранняя стадия развития офиолитового прогиба. III. Главная стадия: формирование крупного вулканического глубоководного трога (с осевым трогом) и мелководных терригенных бассейнов по краям офиолитового прогиба. 1. Мелководные основные вулканы. 2. Сравнительно глубоководные основные вулканы с пачками силлицитов. 3. Мелководные основные вулканы и кератофиты. 4. Обломочные мелководные отложения. 5. Плитчатые известняки титона. 6. Мелководные известняки титона-несома. 7. Дотитонские вулканические и осадочные образования и древний метаморфический комплекс. 8. Разломы. 9. Граница литофаций.

петрохимии продуктов вулканизма, индекса эксплозивности, а также масштабов проявления протрузий базит-ультрабазитового комплекса. Имеются заметные отличия по уровню метаморфизма стратифицированных пород. Не менее показательны состав и строение формаций «чехла».

Граувакковая, известняковая (сенон), терригенно-известняковая (даний-палеоцен), так же как флишиодная и молассовая формации (эоцен-миоцен) в латеральных направлениях обнаруживают существенные изменения мощностей и состава отложений. Высокая тектоническая подвижность сохраняется на ранней фазе формирования надофиолитового «чехла». Тесная связь этих формаций с общей направленностью развития зоны глубинных разломов, которые контролируют офиолитовые прогибы среднего мела, обнаруживается по ряду признаков: резкому градиенту изопахит формаций «чехла» вкост простирания офиолитовых зон, изменению в этом направлении состава пород их слагающих, по появлению в разрезе надофиолитового чехла продуктов вулканизма. Причем показательна резкая асимметрия их размещения относительно оси офиолитовой зоны. Далее отметим, что глубинным сейсмическим профилированием выявляется наличие зон глубинных

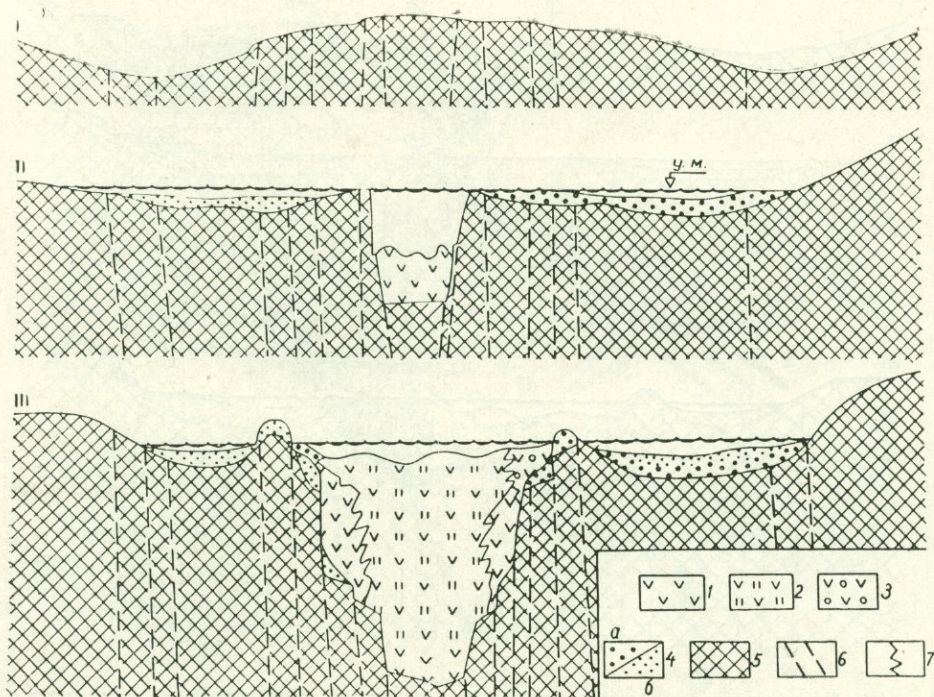


Рис. 34. Принципиальная схема стадийности развития Вединского офиолитового прогиба.

I. Этап развития сводового поднятия (доофиолитовый). II. Ранняя стадия развития офиолитового прогиба. III. Главная стадия: формирование крупного вулканического глубоководного трога (с осевым трогом) и мелководных терригенных бассейнов по краям офиолитового прогиба.

1. Мелководные основные вулканы. 2. Сравнительно глубоководные основные вулканы с пачками силицитов. 3. Мелководные основные вулканы и кератофилы.
4. а) Мелководные грубообломочные и псаммитовые отложения, б) тонкообломочные отложения. 5. Доальбские, преимущественно осадочные образования. 6. Разломы.
7. Граница литофаций.

разломов вдоль офиолитовых зон. Глубина их прослеживания превышает мощность земной коры данного региона и, судя по всему, глубинные разломы местами выполнены ультрабазитовым диапиром. Такие данные ныне получены для всех региональных офиолитовых зон (Егоркина и др., 1976, Асланян и др., 1981).

Для палеогеографических реконструкций интересными были данные изучения первичной остаточной намагниченности вулкаников (Печерский, Тхоа, 1978). Они показали, что имеет место сходство палеомагнитных линий офиолитовых зон и обрамления—скорее это сходство указывает на автохтонное размещение офиолитовой серии. Были также выявлены близкие значения виртуальных палеомагнитных полюсов мелового времени регионов Малого Кавказа и Европы и существенные отличия сравнительно с Африкой.

Стратифицированные формации Малого Кавказа ныне наиболее изучены и это обстоятельство позволяет с большей достоверностью

сформулировать основные выводы по истории заложения и развития офиолитовых трогов.

Особенности заложения и формирования глубоководных трогов, парагенезов кремнистых и вулканогенных пород офиолитовой ассоциации объяснимы масштабами растяжения коры, с предшествовавшим сводообразованием или без него (рис. 33, 34).

С этапом сжатия офиолитовых прогибов связано дальнейшее усложнение первичной зональности прогибов, формирование глыбовой структуры—«клавиатуры» глыб или блоков и ранних надвиговых чешуй, начало образования внутренних офиолитовых поднятий и их разрыв были подготовлены предшествующим режимом избыточной компенсации—уменьшением глубин бассейна, а новообразованная «клавиатура» глыб представляет сочетание достаточно высоко приподнятых блоков, гравитационно неустойчивых относительно блоков опущенных.

В развитии офиолитовых прогибов достаточно четко обозначается доофиолитовая, собственно офиолитовая стадия и стадия формирования надофиолитового «чехла», или, условно, стадия стабилизации, при этом ряды формаций «чехла», время их формирования, их 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 собственно офиолитовую стадию.

Основная фаза складчатости связана с ларамийскими движениями на рубеже сенона и палеогена, в постсреднеэоценовое время и на этапе орогенеза, в олигоцене и миоцене.

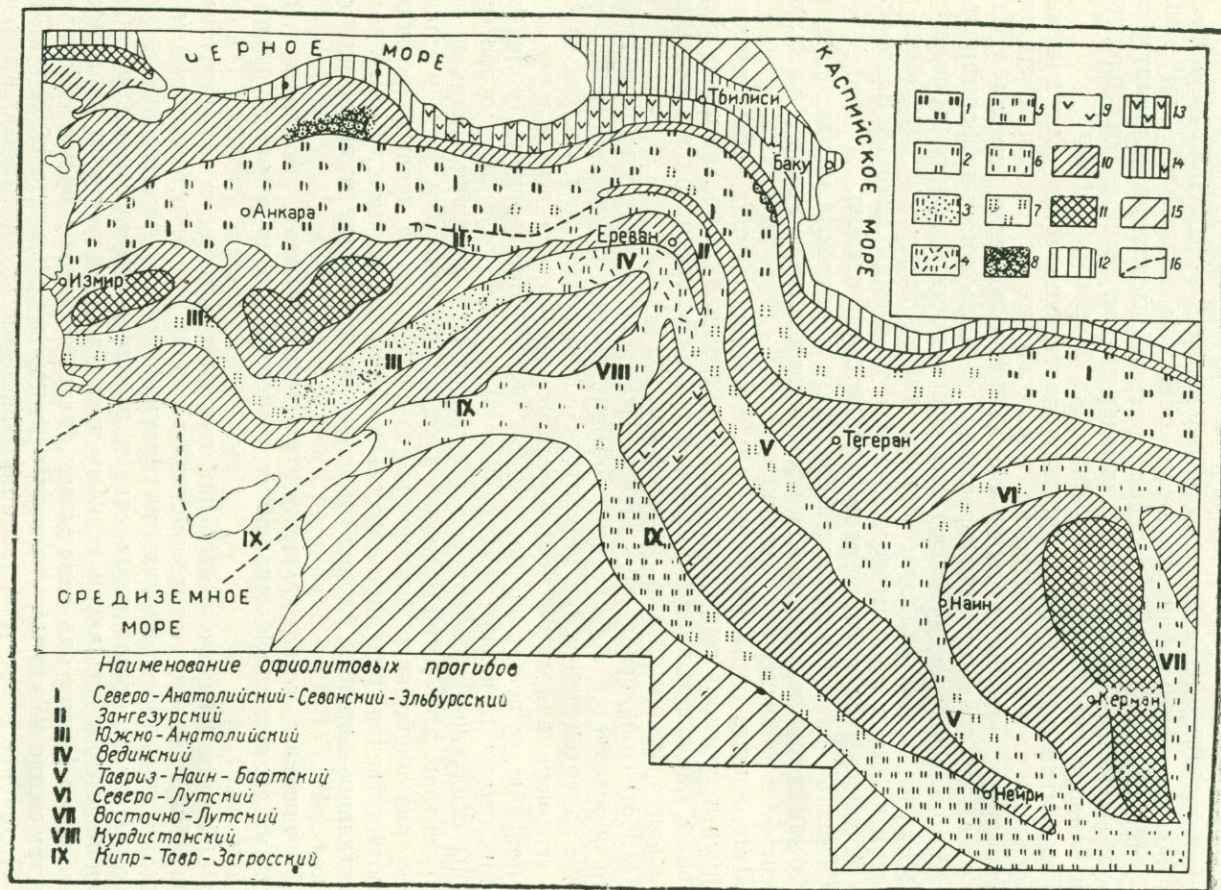
Латеральные ряды формаций альба-позднего мела офиолитовых прогибов и прогибов сопредельных зон обрамления в большинстве мест прерваны, нарушены процессами более поздней складчатости и надвигообразования (ларамийская, перенейская фазы).

Палеотектоническая зональность Передней Азии в среднемеловое время определяется прежде всего офиолитовыми прогибами (рис. 35). Прочие палеотектонические элементы: срединные массивы, «островодужная» северная зона, включающая мелководные вулканические и осадочные прогибы, существенно поперечные общему простираанию малокавказских структур, имеют подчиненное значение. Могут быть особо отмечены следующие особенности тектонического строения малокавказского сектора для среднемелового времени. Именно для этого региона характерна наибольшая плотность размещения офиолитовых прогибов и, соответственно, редуцированность промежуточных между ними континентально—коровых блоков, объединяемых в узкие и протяженные зоны.

Интенсивнее, чем в других частях Передней Азии, проявился мелководный среднемеловой вулканизм в «островодужной» зоне (Сомхето-Карабахской).

На Малом Кавказе в строении офиолитовых зон, в ограниченных масштабах проявился тектонический меланж, то же отмечается относительно масштабов проявления глаукофанового метаморфизма. На Малом Кавказе офиолитовая стадия развития офиолитовых прогибов заканчивается к позднеконьякскому времени, между тем в ряде мест Анатолии и Ирана она охватывает также сенонское время. Нередко маастрихтские известняки налегают на породы офиолитовой серии.

Подробнее вопросы корреляции офиолитовых зон Малого Кавказа и смежных регионов Малой Азии и Ирана будут рассмотрены ниже.



6.2.4. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Первые признаки раннемезозойского рифтогенеза континентальной коры и проявления основного вулканизма имеются в разрезах среднего-позднего триаса Вардарской и Отрисской зон Динаро-Эллинид, в восточных Альпах, а также в покровах Анталя, на Кипре и в Омане. (Обуэн, 1973, Dal Piaz et. al. 1975, Robertson et. al., 1979). Геохимическое изучение вулканитов среднего триаса (Pe-Piper, 1982) позволяет проводить широкие ретроспекции от зон растяжения краевых бассейнов до внутриконтинентальных бассейнов, во всяком случае, нет основания для их сопоставления с вулканитами срединных хребтов. Кремнисто-порфировые толщи позднего триаса местами сонаходятся с ультрамафитами, однако пространственные их соотношения не дают основания причислять ультрамафиты к этому этапу растяжения—вероятнее всего они имеют меловой возраст становления в верхах коры. Преобладание среди базальтоидов щелочных разностей и парагенез их с известняками приводят к мнению о том, что эти толщи не представляют типичную офиолитовую ассоциацию, либо не относятся к ней вообще (Dal Piaz et. al., 1975, Обуэн 1973 и др.).

В Средиземноморье узкие и протяженные зоны развития вулканогенных толщ обрамлены широкими полями мелководного карбонатакопления с явными признаками аномальной солёности бассейна (Tümp-ру, 1975), кроме того, имеются поля эвапоритов, включающих метабаза-льты, а реже и мелкие тела ультрабазитов—в разрезе Марокканско-го Рифа, Бетских кардильер; базальты прослеживаются в разрезах

Рис. 35. Схема палеогеографии Передней Азии в альб-среднемеловое время. 1—7. Отложения офиолитовых прогибов. 1. Преобладание сравнительно глубоководных основных эффузивов, вмещающих мощные пачки, линзы радиоляритов, включая металлоносные силициты, реже микритовые, редко апоорганогенные известняки, в кровле-кератофиры. Местами эдафогенные и терригенные олистостромы и флишонд-ные накопления. 2. Сравнительно менее глубоководные основные эффузивы, нередко щелочные базальты, туфы вмещают линзы радиоляритов, микритовых известняков. 3. Мелководные и сравнительно глубоководные основные и средние эффузивы, чередующиеся с офиолитокластическими отложениями, пачками радиоляритов, микритовых известняков. 4. Сравнительно глубоководные и мелководные вулканокластические отложения, основные эффузивы, нередко щелочные базальты, кератофиры. Вулканиты вмещают мелкие линзы радиоляритов, пачки микритовых, изредка апоорганогено-детритовых известняков. 5. Преимущественно сравнительно глубоководные радиоля-риты, обломочные силициты, микритовые известняки, в подчиненном количестве основ-ные, средние вулканиты, залегающие, в их основании, либо местами чередую-щиеся с ними. Силициты нередко металлоносные. 6. Сравнительно глубоководные и мелководные основные и средние вулканиты, чередующиеся с пачками микритовых известняков, радиоляритов, флишондных алевро-весчаных отложений, олистостром и олистолитов. 7. Зоны предполагаемого распространения кремнистых и вулканогенных пород офиолитовой ассоциации. 8—13. Зоны обрамления. 8. Участки развития офиолит-овой ассоциации раннего мезозоя. 9. Проявление позднемезозойского вулканизма (в центральном Иране). 10. Мелководные карбонатно-терригенные прогибы, мелкие под-нятия массивов байкальского основания в зоне обрамления. 11. Крупные массивы по-род байкальского основания. 12. Северная «островодужная» зона, включающая позд-немезозойские мелководные осадочные прогибы. 13. Сегмент «островодужной» зон, включающий мелководные вулканогенные прогибы раннего-позднего мела. 14. Альб-позднемеловые терригенно-карбонатные мелководные прогибы с локальным прояв-лением вулканизма. 15. Платформенные отложения. 16. Предполагаемое структурное продолжение офиолитовых прогибов.

Атласа (Сулики-Кондратьев и др., 1981, Рондел и др., 1979). Сравнительно ограниченное развитие имеют более глубоководные известняковые отложения, как например в Сицилии и отчасти в Динаро-Эллинидах (Scandone, 1975, Nosega et. al., 1977).

О пространственной сближенности зон средне-позднеэриасового и более позднего рифтогенеза говорят многочисленные факты сонахождения тектонических пластин кремнисто-известняково-вулканогенных толщ эриаса с офиолитами среднего-позднего мела, как например на Кипре, в районе Анталья и в Омане, где доказывается покровное их строение.

Палинспастические реконструкции области Тетис, в основу которых положены палеомагнитные данные (Белов и др., 1982) показывают, что в позднеэриасовое время наибольшее раскрытие произошло в восточной ее части, тогда как на пересечении современного Кавказа ширина бассейна была около 100—500 км, а на западе существовал единый спаянный континент. Полное закрытие Палеотетиса предполагается во второй половине эриаса в результате коллизии Евразийского континента с континентами Гондваны. В этой схеме позднеэриасовый—эриасовый Тетис развивается унаследованно относительно Тетиса среднеэриасового. Образование Мезотетиса началось с расколов северной окраины Гондваны—остатков Палеотетиса, при этом процессы рифтогенеза континентальной коры начались еще с карбона на крайнем востоке, в Гималаях и последовательно охватывали все более западные области—Южный Памир, Афганистан и Оман в перми, Динариды и Альпы—в эриасе. Таким образом дается объяснение наличию в составе Мезотетиса, его южной Евразийской периферии разрезов эриасов—эриаса гондванского типа. Палеомагнитные построения дают ширину растяжения Мезотетиса в тысячу и более, до 2,5 тыс. км., однако эти цифры будут много преувеличенными в случае расчета модели расширяющейся с конца эриаса Земли.

В раннеэриасовое время в пределах почти всего Средиземноморья происходило накопление мелководных карбонатных отложений: строматолитовых, оолитовых и др. известняков, чередующихся иногда с мергелями. Известняки среднеэриасового возраста являются чаще криноидными и содержащими пелагические аммониты, гастроподы и др. Сменяют их верхнеэриасовые известняки, более глубоководные—микритовые, микроонкоидные и др. (Bernoulli, Jenkyns, 1974).

Офиолитовые прогибы возникли в средне-позднеэриасовое время—об этом говорят: данные радиологии (по циркону из офиолитовых габбро), а также берриас-валанжинский возраст микритовых известняков, вверх по разрезу постепенно сменяющих радиоляриты в Апеннинах и местами в Альпах.

Подробнее остановимся на палеогеографии средне-позднеэриасовых офиолитовых прогибов (рис. 36). В соответствии с наиболее общепринятой точкой зрения об аллохтонности офиолитов Апеннин, Пьемонтской зоны, Пиндской и Отрисской зон Динаро-Эллинид (Elter, 1972; Abbate et. al., 1976; Dal Piaz et. al., 1975; Лемуан, 1973; Обуэн, 1973; Mercier et. al., 1975) перемещение офиолитов на континентальное обрамление происходило неоднократно при компрессии прогибов в позднем меле. Следствием этого явилось также формирование во флишевых прогибах мощных олистостромовых толщ офиолитокластического состава. Расположение корней покровов, масштабы и механизм их перемещения остаются наиболее спорными. Альпийским складчатым сооружениям отведено скромное место в современной структуре Средиземноморского бассейна: большая часть дна бассейна, включая абиссальную равнину,

принадлежит герцинидам, вовлеченным в позднекайнозойские деструкции, которые определили формирование котловины современного бассейна. Подробно этот вопрос рассмотрен для его западной части (Яншин и др., 1979).

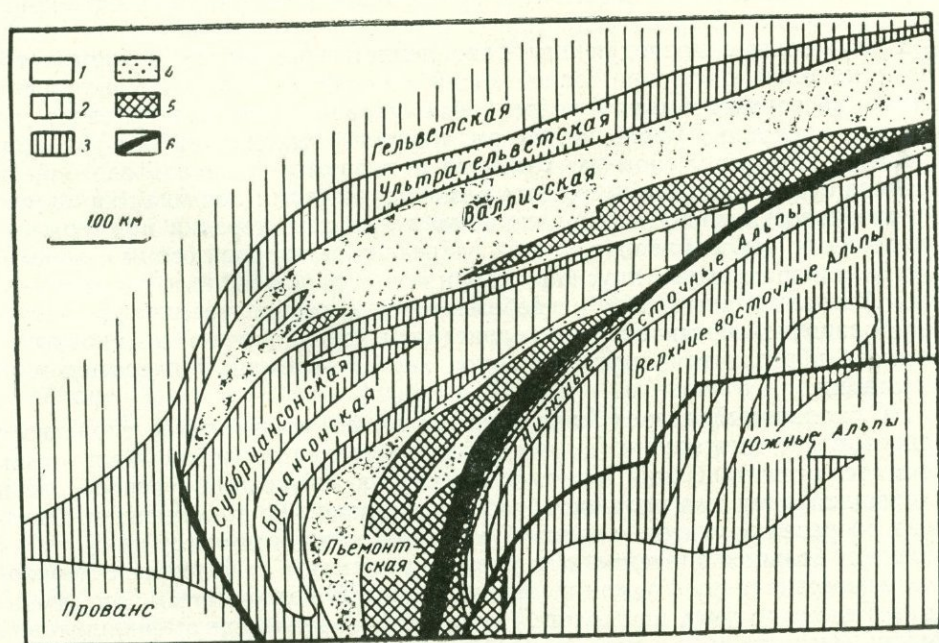


Рис. 36. Гипотетическая палинспастическая схема Альп для среднеюрского-нижнемелового времени (Güthru, 1975)

1. Платформы. 2. Континентальные окраины и внутриокеанические платформы (в основном мелководные бассейны). 3. Глубоководная часть платформы, подводные поднятия, континентальный склон (2+3—миогеосинклинали). 4. «Блестящие сланцы» и другие осадки, с незначительным количеством нетипичных офиолитов. 5. Типичные офиолиты (может присутствовать океаническая кора; 4+5—эвгеосинклинали). 6. Схематическое изображение пояса, вдоль которого палинспастическая непрерывность могла быть прервана из-за субдукции, латеральных смещений или ротации блоков коры.

Узкие и протяженные зоны развития глубоководных осадков и продуктов базальтового вулканизма размещены в Средиземноморье среди гораздо больших по площади платформенных и субплатформенных зон. Результаты исследований последнего десятилетия, в особенности, вскрывают новые черты палеогеографии этого региона и показывают возможность построения иных, чем ранее известные (Dewey et. al., 1973, Smith, 1971), ретроспективных моделей, без привлечения актуалистической схемы современного океанообразования.

Обзор этих данных начнем с области развития офиолитов в Альпах.

При характеристике офиолитовых разрезов было подчеркнуто их своеобразие в зоне Церматт-Саасс сравнительно с зоной Комбин и с Валлисской зоной. Это обстоятельство имеет первостепенное значение для объяснения самостоятельности развития Валлисской зоны. Именно в этой связи реконструкции зоны Бриансон, как перемычки между ними, не потеряли своего значения.

Наиболее глубоководные осадочные и вулканические продукты офиолитового эпизода принадлежат, несомненно, зоне Церматт-Саассе, важен также факт сосредоточения в этой зоне наиболее крупных массивов габбро-ультрабазитов. Надо полагать, что вся офиолитовая серия отражает наибольшие масштабы растяжения и мантийного диапиризма в этой зоне. Также представляется объективной взаимосвязь толеитов этой зоны с последующим накоплением кремнистой и кремнисто-известняковой формации, залегающей над офиолитами. По направлению к восточным Альпам разрез офиолитовой серии претерпевает заметные вариации: уменьшается размерность выходов габбро-гипербазитового комплекса, помимо толеитов появляются в базальтовой части разреза субщелочные и щелочные разности, местами повышается индекс эксплозивности продуктов вулканизма и наконец, нередко примеры отклонения от «обособленного» типа разреза офиолитовой серии с переходом к «смешанному» типу, как, например, в районе Идалпи в центральных Альпах (Daurer, 1980). Небезынтересно резкое увеличение в составе осадочной части разреза терригенной (граувакковой и аркозовой) примеси и развитие соответственно песчано-кремнисто-известняковой формации.

Офиолитовый разрез Альп в целом имеет значительное сходство с разрезом Апеннин, однако не менее примечательны отличия между ними. Они касаются появления, помимо лерцолитов, также гарцбургитов, здесь сокращена представительность габброкластических компонентов, больше в разрезе продуктов эксплозий, меньшие мощности имеет кремнистая толща и большее значение в ее разрезе занимают известняки с переходом в известняковые формации краевых частей офиолитовых зон. Именно в Пьемонте имеются толщи, метаморфизованные до амфиболитовой фации. Важный вывод для палеогеографических реконструкций состоит, следовательно, в том, что по простиранию офиолитовых зон строение и состав слагающих офиолитовый разрез образований достаточно заметно меняется, в целом теряя признаки глубоководной седиментации и вулканизма в направлении от западных Альп на восток и вкрест простирания офиолитовых зон.

Продолжение офиолитовой зоны Пьемонта к югу маркируется офиолитами зоны Вольтри, далее же они скрываются под акваторией Лигурийско-Тирренского бассейна, и продукты разрушения офиолитовых поднятий недавно были выявлены к северо-востоку от Сардинии. В промежулке офиолитовая ассоциация обнажается на Корсике, причем одна из офиолитовых пластин соответствует скорее пьемонтским, другая, более западная—лигурийским офиолитам. Выходы офиолитов на Эльбе и в Лигурии и особенности их структуры дают достаточно надежную информацию о направлении перемещения покровов офиолитов из области Лигурийско-Тирренского бассейна на северо-восток. Мы не знаем, являлся ли хребет Бракко единственным поднятием в этой области, с которого происходил отрыв блоков офиолитов и их гравитационное сползание в раннем мелу на континентальное обрамление. Особенности строения и состава офиолитового разреза внешних Лигурид, о чем было сказано при общей характеристике выходов офиолитов, приводят к предположению об их принадлежности к краевой части офиолитового комплекса. Точно так же офиолитовый разрез на Корсике у Баланье, включающий не только толеитовые, но и субщелочные и щелочные базальты, гиалокластиты, лавокласты, может в первом приближении рассматриваться как аналог внешнелигурийского краевого разреза, шарьированного в противоположном, западном направлении. Те офиолитовые разрезy, которые в итальянской литературе принято относить к не океаническим, а перикратонным (таковы разрезy Калабрии и Лу-

канских Апеннин (Lanzefame et. al., 1978, 1979, Argento et. al., 1975), могут представлять латеральные вариации офиолитового разреза внутренних Лигурид и, во всяком случае, они доказывают неоднородность обстановки их накопления. В наименьшей мере такой подход к оценке палеотектонической позиции относится и к разрезам «смешанного» типа, которые известны и близ Ронисолло и вскрыты скважиной у Фросолоне.

Наиболее спорно местоположение корней офиолитовых покровов.

На Апеннинском полуострове мощность коры определяется более 50 км. Помимо низкоскоростного (менее 6 км/с), выявлен нижний более высокоскоростной (6,8 км/с) слой, который разделен тонким слоем с высокими, почти мантийными скоростями—7,8—8 км/с (Morelli et. al., Seismic. Invest., 1977). Подобный высокоскоростной слой выявлен не только в пересечении от Апеннин к Корсике, но и южнее, в северной Калабрии. Сходное строение коры было ранее известно в районе Ивреа в Альпах. В последнее время выявлено наличие высокоскоростных включений в разрезе коры Куринской депрессии (Павленкова, 1980). И если в районе Ивреа имеются прямые признаки мантийского диапира, то в Куринской депрессии могут быть приведены лишь косвенные признаки связи диапиризма с позднемезозойским рифтом Аджаро-Триалетской зоны (Адамия и др., 1974). Следовательно, и в разрезе коры Апеннин можно полагать наличие мантийного диапира, который не выявляется в сторону акватории. Таким образом, есть косвенные данные о том, что возможной корневой зоной апеннинских офиолитов является мантийный диапир—линза высокоскоростных пород, фиксируемых в разрезе коры сейсмическими методами. Если это действительно так, то существенно меняется общая палеогеография этого региона, включая положение корней офиолитовых покровов Апеннин и Корсики.

Стратиграфический контакт между гипербазитами и вышележащими базальтами недостаточно расшифрован с точки зрения времени и механизма появления серпентизированных гипербазитов на уровне дна бассейна. Могут быть рассмотрены два варианта: первый состоит во вскрытии поверхности гипербазитов, которые были унаследованы как поднятия с позднетриасового этапа. В этом случае приходится признать пространственную сопряженность офиолитовых прогибов позднего триаса и средней-поздней юры. Однако в покровных структурах, например, Лигурии отсутствуют прочие компоненты предполагаемой более древней офиолитовой ассоциации.

Более вероятно палеогеографическая схема, в которой хребет Бракко и ему подобные рассматриваются как поднятия мантийного диапира, завершившиеся базальтовым вулканизмом. Но и в этой схеме остается неясным местоположение (при рифтогенезе) блоков континентальной коры, в верхах разреза которой можно полагать наличие карбонатных и терригенных толщ триаса-лейаса.

Фрагменты этих разрезов не известны в составе офиолитовых покровов Лигурии. Между тем в разрезах менее глубоководных офиолитов—в зоне Комбин, в некоторых разрезах Динаро-Эллинид имеются прямые указания на пространственную сопряженность офиолитов с комплексом платформенного основания. Именно потому можно думать, что условия, предшествующие раскрытию литосферы и мантийному диапиризму в зоне Церматт-Саас Пьемонта или в Лигурии были специфическими—они указывают, вероятно, на более благоприятную для появления мантийных диапиров менее мощную континентальную (субконтинентальную) кору, нарушенную разломной тектоникой предыдущего этапа растяжения. Важно обратить внимание на существенное

отличие строения офиолитовых разрезов рассматриваемого региона и дна современных океанических впадин.

В итальянской литературе ныне особенно широко обсуждается специфичность офиолитов: доминирование лерцолитов, признаки неокеанической среды возникновения базальтов, периконтинентальность силицитов и т. п. (Italian working group . . ., 1979, Bessaluva et al., 1979, Bessaluva, 1981).

Переоценка прежних ретроспекций океанической впадины с остро-водужной системой и краевым морем (Mercier et al., 1975) коснулась в последние годы и региона Динаро-Эллинид. Еще Брюнн (1973) акцентировал внимание на местный характер магматических тел и наличие кислых пород в офиолитовом сообществе Вермиона. Ныне выявлены многие характерные для каждой офиолитовой зоны особенности состава и строения (Dimitrievič, 1974; Grubič, 1974, Pamič et al., 1979, Madjer, 1979, Maksimovič 1974, Nisbet et al., 1974, Scandore et al., 1974). Из этих данных прежде всего становится ясным существенное отличие разрезов офиолитовой серии Отрис-Центрально-офиолитовой зоны от Вардарской зоны. При характеристике их геологического строения эти факты были отмечены особо. «Смешанный» тип разреза офиолитовой серии Вардарской зоны, наличие протрузий гарцбургитов явно противопоставляется «обособленному» офиолитовому разрезу Отриса и отчасти Центральной офиолитовой зоны Динарид. На северном продолжении последней эти признаки становятся менее контрастными.

Петрохимические исследования (Babien et al., 1980) также подтверждают идею существования разобщенных прогибов на месте Вардарского и более западных прогибов, где возникала офиолитовая ассоциация, причем все эти исследования резко ограничили возможности построения в палеогеографических схемах океанического бассейна. Офиолиты по этим данным возникли при открытии нескольких (по крайней мере трех) малых бассейнов в результате растяжения коры континентального типа. Зарождение этих бассейнов связывается с большой ролью поперечных движений. Данные о покровном строении Пелагонийской зоны (Смит и др., 1977), конечно, усложняют схему чередования офиолитовых трогов и разделявших их поднятий. Однако амплитуда этого перекрытия поскольку не поддается оценке, то эти данные не могут препятствовать созданию схемы «малых бассейнов». Во всяком случае для общей концепции более весомыми являются факты вариаций состава и строения офиолитовой серии по простиранию офиолитовых зон Динаро-Эллинид—укрупнение этих зон в целом к югу, признаки совмещенности «мутации» офиолитового разреза со структурами сигмоидного плана и вырождение офиолитовой ассоциации к северо-западу, к Паннонскому массиву.

В поперечном пересечении Динаро-Эллинид мощный и полный по компонентному составу офиолитовый разрез зоны Отрис сменяется Пелагонийской неоофиолитовой зоной, а последняя—Вардарской зоной, в пределах которой разрез офиолитовой ассоциации резко изменчив и вырождается к восточному краю зоны, на стыке с Сербско-Македонским массивом.

Различие строения офиолитовых разрезов зоны Отрис и Вардарской зоны может быть рассмотрено в аспекте более низкой проницаемости коры вблизи Сербско-Македонского массива. На востоке Сербско-Македонского массива выделяются несколько прогибов: флишевый Лучники и карбонатный Высокий бассейн, далее на запад—Дунайский трог. Здесь в разрезе верхнего мела известны ультрабазиты, возможно, часть из них имеет покровное залегание. В низах разреза развиты гар-

ризиты и алливалиты, выше серпентиниты с хромитом, переходящие в грубозернистые пироксен-эпидотовые габбро и выше в диабазы и порфириты, чередующиеся с осадочными породами. В основании диабазов имеются их жильные разности (Grubič, 1974).*

Покровное залегание офиолитов в структуре Эгейской дуги (Anbouin et. al., 1976) несомненно. Корневые зоны офиолитовых покровов связаны, вероятно, с офиолитами, размещенными на восточном продолжении Эллинид в Эгейском море. Эти предположения основываются на достаточно хорошей палеогеографической корреляции между ними.

В области акватории к востоку выходы офиолитов на Кипре до последнего времени рассматривались в качестве автохтонного ядра—выступа океанической коры, на которые был шарьирован покров Мамония. Предварительные данные ревизии геологии острова (Bortolotti et. al., 1976) показали, что офиолиты массива Троодос состоят из пакета аллохтонных пластин, с общим падением к югу, при этом сходные по ряду признаков с офиолитами Омана, Хатаи и Южной Турции (позднемеловой возраст их внедрения, аллохтонный характер залегания на отложениях платформенного типа, вероятно, относящихся к Афро-Аравийской плите). Предполагается, что некогда эти комплексы принадлежали единой зоне.

Данные геофизического изучения и геологической интерпретации строения Восточного Средиземноморья (Маловицкий и др., 1974; Гамкрелидзе, 1976) указывают на возможное продолжение офиолитов Александретской зоны в центральную часть восточного Средиземноморья к югу от Кипра (поднятие Эратосфена). Стрессирование покровов обнаруживает сходство с разрезом Кипра. Анталья находится скорее на структурном продолжении Кипрской зоны (Stride et. al., 1977). Бижю-Дюваль и др. (1979) полагают, что в промежутке между Кипром и Анталья офиолиты распространены под осадочным чехлом на поднятии Флоранса, поскольку сокращается мощность третичной осадочной толщи и определяются сильные магнитные аномалии, протягивающиеся к Кипру.

Перемещение покровов относительно корневых зон скорее всего происходило на расстоянии в первые десятки километров. В современной структуре запечатлена суммарная составляющая неоднократного их движения, начиная с этапа компрессии офиолитовых прогибов до орогенного этапа включительно.

Батиметрия офиолитовых прогибов области Средиземноморья варьирует существенно—об этом свидетельствуют парагенезы пород. Помимо более типичных для апеннинских прогибов парагенезов радиоларитов с кремнистыми глинами, в ряде разрезов были выявлены парагенезы силицитов с оолитовыми известняками (Корсика, «ультрапидинская» зона Эллинид) и мелководными обломочными отложениями (район Златибора). Наиболее глубоководные прогибы типа зоны Церматт-Саасс к бортам сменяются менее глубоководными мелкозернистыми известняками. Пример изучения разреза верхнеюрских известняков показал, что помимо известняков, имеются пачки радиоларитов, включающих слои темных аргиллитов, и эта толща коррелируется с кремнистой формацией, залегающей над базальтами (рис. 37).

Обратимся к деталям морфологии офиолитовых прогибов апеннинского типа. Характер разреза офиолитовой серии показывает, что в строении офиолитовых прогибов существовали внутренние поднятия. Именно с ними возможно связать размыв и поступление офиолитокластического материала, наблюдаемого в основании кремнистой формации. Возможно, что это были диапировые поднятия, либо поднятия, возник-

Примечание: сходное строение имеет офиолитовая серия поздней юры—раннего мела внутренних Карпат (прогиб Металлифери и др.).

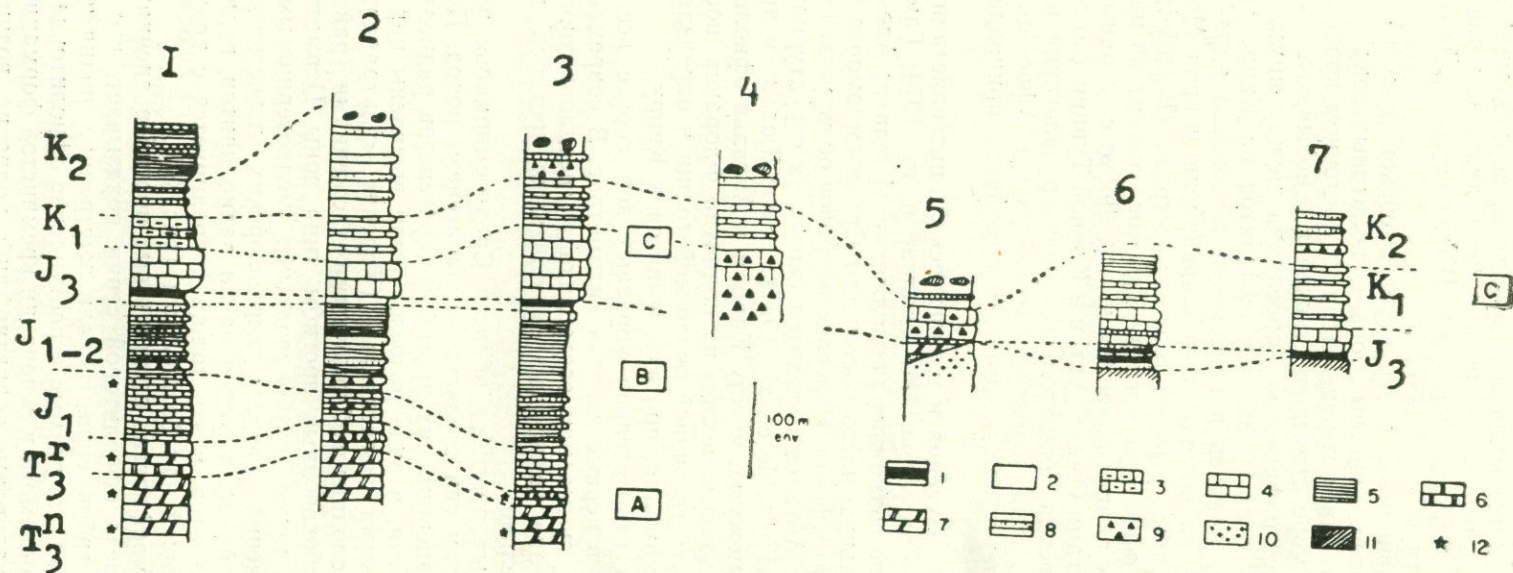


Рис. 37. Главные типы стратиграфических серий блестящих сланцев Альп (Bourbon et al., 1979).

1. Яшмы (радиоляриты). 2. Аргиллиты темные. 3. Известняки кремнистые. 4. Известняки пелагические и темипелагические. 5. Кальцишисты (сланцы известняковые). 6. Известняки неритические. 7. Доломиты. 8. Микробрекчии и песчаники. 9. Брекчии. 10. Субстрат триасовый. 11. Офиолиты. 12. Наличие ископаемых органических остатков.

Этапы тектонического развития: А—карбонатная платформа, В—рифтинг и обвал краев континента Европы, С—пелагические условия по краю континента и в области океанической среды.

Типы разрезов: 1—5—серии на сиалическом субстрате, 6,7—серии на субстрате офиолитовом.

шие в сдвиговых зонах при наличии разломов, поперечных им (Abbate et. al., 1976, Galbiati et. al., 1976). Сокращение мощности силицитов, возможно, обусловлено сносом кремнистых илов в соседние седиментационные поля. Такая палеогеографическая схема с поднятием, сходным с срединным, развивающимся хребтом объясняет, хотя далеко и не полно, факты обмеления бассейна, по крайней мере на двух рубежах: перед накоплением свиты вулканитов (горизонт офикальцитов в кровле гипербазитов) и в начале накопления свиты силицитов (горизонт с офиолитокластическими песчаниками и «мусорными» силицитами, включающими обрывки деревьев). По периферии эти прогибы включали поля развития пелагических и мелководных карбонатных осадков (Лигурия), а также калькаренитовых разнообломочных отложений (Отрис).

Таким образом, в первом приближении прогибы апенинского типа состояли из крупных полей развития глубоководной офиолитовой ассоциации (океаническая кора), с постепенным переходом к бортам прогиба в карбонатные мелководные отложения.

В этих же зонах обнаружены ассоциации вулканитов и силицитов и других осадочных пород, которые характеризуют скорее мелководные части глубоководных прогибов. Гипербазиты здесь резко редуцированы, вулканиты вмещают пачки карбонатных пород и вулканокластического материала, мощности свиты силицитов резко изменчивы, при этом офиолитовая серия налагает на мощные палеозойские и раннемезозойские платформенные отложения, хотя контакты с ними тектонические (зона Комбин в Пьемонте, Валлисская зона Альп, восточная офиолитовая пластина Корсики, восточные Альпы). Характерно, что от соседних офиолитовых зон их разобщают внутренние палеоподнятия. Несмотря на прерывистость выходов офиолитовой ассоциации, анализ строения и состава позволяет по крупницам воссоздать весьма приближенную палеогеографию, включающую: глубоководные офиолитовые прогибы, участки их вырождения в мелководные прогибы, участки, представлявшие периферию этих прогибов. Офиолитовые зоны резко сужаются по простиранию, с появлением в строении офиолитовой ассоциации признаков отклонения от «океанической» ситуации (восточные Альпы, юг Пьемонтской зоны, офиолиты Калабрии и часть офиолитов Корсики, а также северное замыкание Центральной офиолитовой зоны Динарид).

Однако имеется достаточно много данных о существовании в мезозое офиолитовых прогибов менее глубоководного типа. Наименьшее внимание в палеогеографических построениях уделяется в геологии Средиземноморья разрезам, сложенным вулканитами, чередующимися с радиоляритами, либо пелагическими известняками. Такие примеры были приведены выше (юг зоны Бракко, зона Комбин в Альпах, Корсика, Вардарская зона). Эта ассоциация в палеотектоническом плане весьма информативна: она характеризует офиолитовые зоны, которые либо примыкают к крупным кристаллическим массивам (Вардарская), либо представляют краевые подзоны более обширных офиолитовых зон.

Итак, помимо глубоководных прогибов в мезозое Средиземноморья существовали и менее глубоководные офиолитовые прогибы. Примером может служить офиолитовый мезозойский разрез, достаточно хорошо изученный в Вардарской зоне.

Для офиолитовой серии характерно чередование вулканитов и силицитов, парагенез радиоляритов и известняков, появление, помимо базальтов, кератофиров—подробнее об этом говорилось ранее. Вардарская зона была ограничена крупными поднятиями пород основания (Сербско-Македонское и Пелагонийское) и представляла в общем узкий и менее глубоководный прогиб, возникший в результате умерен-

Все эти данные указывают на существенное место в палеогеографии мезозоя Тетиса зон мелководья и поднятий пород основания. При этом больше данных в пользу того, что сложения этих зон находятся не в аллохтонном залегании, а являются реликтивными. Мезозойский Тетис рассматривается как сложно построенный бассейн промежуточного размера между современным Средиземным морем и океаном типа Индийского (Хаин, 1970). Но и эти аналогии скорее преувеличены.

В восточном Средиземноморье в позднемеловое время существовал офиолитовый прогиб, маркируемый в современной структуре офиолитами массива Троодос на Кипре, с вероятным продолжением офиолитов к району Анталя и к горам Амануса. Развитие «обособленной» ассоциации в строении офиолитовой серии Кипра, а также Амануса, отчасти Загроса, наряду с латеральными переходами в разрезы, представленные «смешанной» ассоциацией, составляют отличительную особенность строения этого офиолитового шва. Не менее важны для палеогеографических реконструкций следующие факты: пространственная близость к зонам поздне триасового рифтогенеза, наличие продуктов вулканизма, принадлежащих толеитовой и известково-щелочной серии, латеральные резкие изменения мощностей вулканитов, переходы в вулканогенно-осадочные и карбонатные отложения мелководья, развитие комплекса параллельных даек.

Не менее примечательны примеры развития по простиранию офиолитового шва участков с параавтохтонным строением (Аманус, Кипр?),

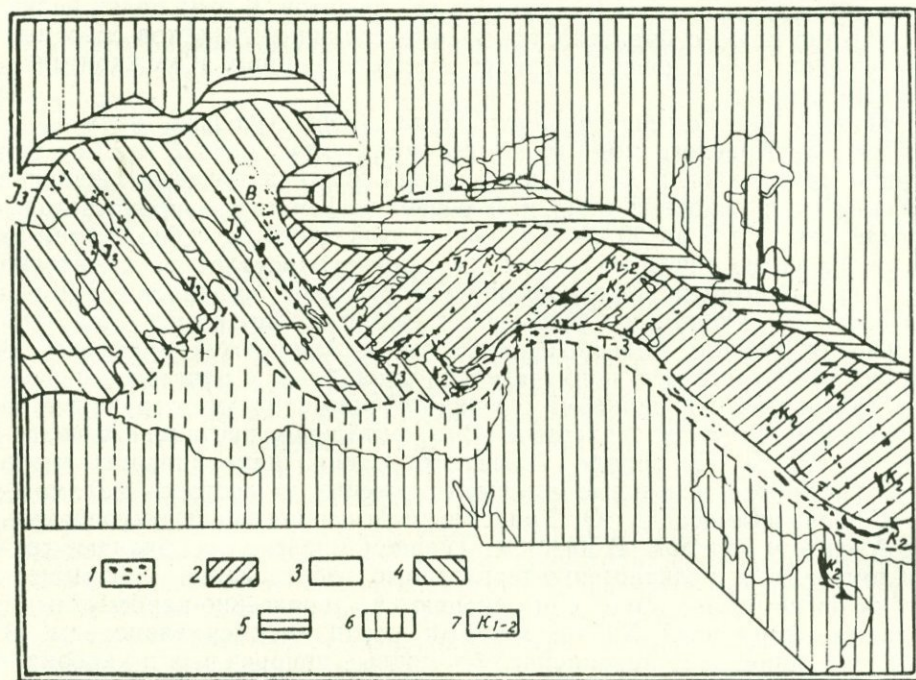


Рис. 39. Схема размещения типов офиолитовых прогибов мезозоя Передней Азии и центрального-восточного Средиземноморья.

1. Выходы офиолитов. 2—4. Зоны развития офиолитовых прогибов: 2—малокавказского типа, 3—кипрского типа, 4—апенинского типа. 5. Геосинклинальные прогибы внешней зоны геосинклинальной системы (с отсутствием, либо ограниченным развитием офиолитового вулканизма). 6. Платформенные отложения. 7. Возраст вулканитов и силлиитов офиолитовой серии. В—Вардарская зона. Т—З—Кипр-Загросская зона.

сменяющихся типичными покровами, возможно гравитационными (Битлис, Оман), и зонами надвигов (ЮВ Загрос).

Из приведенных примеров видно, что Кипрский прогиб и его аналоги могут быть выделены в самостоятельный тип офиолитовых прогибов, вместе с тем промежуточный, как и Вардарский, связывающий апеннинский тип глубоководных прогибов (в гомологическом их ряду) со сравнительно глубоководными прогибами Малого Кавказа и большей части Передней Азии (рис. 38, 39).

Подводя итоги, можно вновь отметить разнообразие строения и состава пород офиолитовых разрезов во всех рассмотренных офиолитовых зонах Средиземноморья. Следовательно, в соответствии с последними данными, построение некой унифицированной схемы океанической среды офиолитообразования противоречило бы фактическому материалу. Офиолитовые прогибы мезозоя этого региона отличались один от другого и по времени заложения, и по масштабам раскрытия континентальной коры, и всем тем процессам, которые с ними коррелируются—размеры и уровень подъема мантийного диапира, интенсивность и ритмика вулканизма и состава продуктов, глубина накопления осадочных и других стратифицированных компонентов и т. д.

6.3. О СОВРЕМЕННЫХ ГОМОЛОГАХ ОФИОЛИТОВЫХ ПРОГИБОВ

Прогресс в плито-тектонической гипотезе развития Земли на современном этапе был широко использован для ретроспективных схем возникновения офиолитов в структуре континентов. В этих целях вначале особенно широко привлекалась модель срединных хребтов современных океанов, затем поиск сместился к краевым морям и межконтинентальным рифтам.

Модель межконтинентального рифта. Рифт Красного моря.

Бассейн Красного моря имеет протяженность более 2 тыс. км при ширине максимальной до 360 км, главная впадина имеет котловинное строение (т. н. основной трог) и включает осевой трог, ширина которого колеблется от 5 до 30 км. Глубина в этой части бассейна достигает 2,8 км. Развитие рифта по последним данным определяется достаточно надежно с олигоцена. Более древние отложения принадлежат чехлу байкальского складчатого фундамента, которым характеризуется зона сочленения древних Северо-Африканской и Аравийской платформ. В истории развития рифта примечательно проявление в олигоцене щелочного базальтового вулканизма, сосредоточенного на юге структуры. В центральной части им синхронны континентальные песчаники с покровами базальтов. На западе Аденского залива накапливались в это время лагунные и дельтовые мощные отложения, на востоке—маломощные карбонатные осадки. Юг Красного моря периодически воссоединялся с Аденским заливом. В нижнем—среднем миоцене преобладают грубообломочные и вулканогенно-терригенные образования (формация Догали на юге), мористее они сменяются терригенно-карбонатными осадками—формацией Хабаб; местами накапливаются эвапориты. В Аденском заливе шло накопление обломочных прибрежных и карбонатных мелководных осадков. В верхнем миоцене в Красном море накапливаются эвапориты (формация Амбер мощностью 300—1300 м). В прибрежье они сменяются обломочными породами. В Аденском заливе происходило накопление карбонатной наннопланктоновой толщи мощностью 1,5—2 км.

В плиоцен-четвертичное время в Красном море преобладают алевитистые глины, в той или иной мере карбонатные, в четвертичное время они сменяются карбонатными накоплениями, суммарной мощностью 200—500 м. В Аденском заливе продолжается накопление нанноплан-

ктоновых и фораминиферовых илов. В осевом трое Красного моря в плиоцен-четвертичное время в результате раскола коры интенсифицируется вулканическая деятельность. Продукты вулканизма относятся к кварцевым толеитам, весьма сходным с толеитами Срединно-Атлантического хребта (Альмухамедов и др., 1982). Осадконакопление в осевом трое крайне незначительно.

Более древние комплексы зоны Красноморского рифта изучены весьма слабо из-за малой их обнаженности. Имеются указания на развитие в южной части зоны рифта юрских, а севернее—меловых отложений, (Колман, 1979). Последние принадлежат Тетису. На глубине осевого трога выделяются участки со скоростями сейсмических волн, близкими к таковым в коре океанического типа. Однако полагается (Казьмин, 1982), что вряд ли кора здесь новообразованная—магнитные аномалии, связанные с докембрийской структурой, прослеживаются непрерывно до осевого трога. В остальных частях главного трога Красного моря континентальная кора утоненная. Осевой трог отсутствует в северной части дна бассейна. Во впадинах осевой части концентрируются горячие рассолы и выпадающие из них металлоносные осадки. Поперечные нарушения прослеживаются в древнем докембрийском цоколе, по обе стороны рифта. Кроме того, фиксируются новообразованные косые к простиранию рифта разломы со сдвиговой компонентой вдоль них.

В строении Аденского рифта выделяются бортовые уступы (суммарная амплитуда смещения до 7 км), краевые глубоководные впадины (глубины до 2300 м), срединный хребет Шеба, осевая рифтовая долина. Последовательность развития Аденского рифта кратко была рассмотрена выше. По В. В. Казьмину (1982) основное отличие его от Красного моря выражается в развитии в центральной части типичной океанской рифтовой зоны, более продолжительный спрединг (10 млн. лет) и как следствие—развитие срединного хребта. Формирование краевых (шириною 80—120 км) зон происходило в режиме рассеянного спрединга, вытягивания коры. В западной части залива рассеянный спрединг сменился формированием осевого трога, подобного красноморскому, с рубежа 4—5 млн. лет.

Рассмотрение Аденского, Красноморского, Афарского и Эфиопского рифтов показало (Казьмин, 1982), что они характеризуют единый эволюционный ряд развития. Строение и состав формаций рифтов определяется масштабами растяжения континентальной коры с утонением до 2—2,5 раза всей континентальной литосферы. Начальная стадия растяжения выражается в образовании континентальных рифтов (грабен, систем моноклинальных блоков), позже к этому процессу присоединяется «рассеянный спрединг», смысл которого—в возникновении вертикальных разрывов и их заполнении базальтовой магмой. В итоге возникает существенно базитовая кора Афарского типа. При дальнейшем растяжении коры, более чем 2 раза, происходит ее разрыв, разделение литосферных плит и начинается упорядоченный симметричный спрединг и формирование коры океанического типа.

Нельзя не согласиться с поразительным сходством морфологии Красноморского и смежных рифтов с теми реконструкциями «образа» офиолитовых прогибов малокавказского типа, которые основываются на анализе фаций и мощностей стратифицированных формаций офиолитовых зон и их обрамления. Дополняется это сходство развитием, хотя и не повсеместным, в разрезах, принадлежащих осевой части офиолитовых котловин, металлоносных осадков.

Гораздо важнее подчеркнуть отличие между современными межконтинентальными рифтами и офиолитовыми прогибами Мезотетиса. Пожалуй, наиболее впечатляет различие самих формаций, выполнивших эти впадины.

Аналогов кремнисто-вулканогенных формаций мы не знаем в разрезе рифтов. Не менее важно обратить внимание на пространственное развитие вулканизма в офиолитовых трогах: от осевой части к краям прогиба. Обратная направленность—фокусирование вулканизма в осевом трого известна для рифтов.

В офиолитовых прогибах более упорядочен состав продуктов вулканизма по вертикали разреза: кератофиры появляются лишь в самых его верхах. Преобладающими являются толенты не срединнохребтовой, а островодужной ситуации, также как неупорядоченно они чередуются с щелочными базальтоидами. Ритмика вулканизма в офиолитовых трогах иная, чем в рифтах современных. Наиболее длительные перемены в вулканизме показательны осевому трого, а наименее— прибортовым прогибам. При этом отметим, что суммарные объемы продуктов вулканизма, также как большая их глубоководность, показательны именно тем разрезам, которые при ретроспекциях объединяются в зону осевого трого. В рифтах Красноморского типа интервалы между вулканическими актами настолько коротки в зоне осевого трого, что не остается времени и пространства для накопления в этой зоне мощных осадков. По краям рифта Красного моря в олигоцене, а в Афарском рифте—в миоцене изливались щелочные базальты, которые сменялись игнимбритами. Поля их развития разобщены. За последний миллион лет в Афарском рифте изливались базальты, чаще в тех местах, где существовали более ранние вулканы комедитов и пантелеритов (Лу-чицкий, 1978).

В офиолитовых трогах ультрабазиты были подняты на уровень бассейна и вовлечены в размыв уже на ранней стадии накопления кремнисто-вулканогенной формации. Об этом говорят много фактов: наличие офикальцитов, детрита серпентинитов в радиоларитах этой части разреза. В рифте Красного моря и в рифте Афара ультрабазиты не выведены в сферу размыва*, хотя в строении коры они предполагаются по геофизическим данным. Изучение срединно-океанических рифтов приводит к корреляции скорости спрединга с уровнем подъема и «выраженности» ультрабазитов в строении рифтовой долины (Океанология, 1982). При больших скоростях спрединга рифтовая долина заполняется толентами.

Итак, обращаясь к офиолитовым трогам, нужно отметить, что даже те из них, которые были заложены в пределах платформенных и субплатформенных областей коры, (Вединский, Нани-Бафтский, Лутский, Восточно-Средиземноморские, включая прогибы Загроса), существенно отличаются по истории развития от Красноморского рифта прежде всего тем, что им предшествовал более краткий, в геологическом смысле, интервал стабильного состояния коры и, вероятно, литосферы в целом.

В Вединской зоне, в Восточно-Средиземноморской зоне, включая Загрос, процесс наращивания континентальной коры прерывался её активизацией в пределах зон глубинных разломов, существовавших и ранее. С этапами активизации связано накопление граувакково-базальтовой толщи пермского возраста в Загросе, вулканогенно-осадочной толщи, слагающей разрез покрова Мамония на Кипре и имеющей триасовый возраст. Таков же возраст вулканогенно-осадочных толщ в строении покровов Омана и района Анталя. Потоки вулканитов и пачки туфов выявлены в разрезе карбонатных пород верхнего девона и нижнего карбона в северо-западном Иране южнее г. Джульфа, г. Кух э-Карагез, разрез этот относится к продолжению Вединской зоны с офиолитами в северный Иран. По левобережью Аракса в этом же траверсе развиты базальты лейаса, которые продолжают севернее до с. Азнаберд. Ин-

* *Примечание:* недавно найдены итальянскими геологами лерцолиты (устное сообщение Л. Беккалува).

тервал времени между позднемезозойским офиолитовым магматизмом и предшествовавшим вулканизмом, связанным с доофиолитовым рифтогенезом континентальной коры, варьирует в разных зонах существенно. Но в целом этот интервал оказывается более коротким, чем в случае Красноморского рифта. Действительно, история заложения рифта Красного моря отделена от байкалид, которые слагают складчатое основание, интервалом более, чем в 500 млн лет платформенного режима. Можно говорить о длительном стабильном развитии всего литосферного блока области данного рифта при сравнении его с областями развития позднемезозойских офиолитовых прогибов.

Более коротким оказывается и интервал времени формирования офиолитовых прогибов—порядка 10—15 млн. лет, реже до 20 млн. лет. Если полагать, что Красноморский рифт начал свое развитие в олигоцене и оно продолжается (как процесс деструктивный) поныне, то этот интервал, следовательно, превышает 25 млн. лет. Также примечательно, что среднемиловые офиолитовые прогибы «с платформенной рамой» (по аналогии с рифтами с платформенной рамой схемы Ф. Е. Милановского, 1977) латерально замещались одновозрастными им флишевыми прогибами области Средиземноморья. Для этой группы прогибов не реконструируются какие-либо сопряжения со структурами типа срединных хребтов, как для Аденского рифта.

Из всех этих приведенных сопоставлений мы вправе заключить об условности проводимой палеогеографической корреляции между офиолитовыми прогибами малокавказского типа области Мезотетис и современными межконтинентальными рифтами. Главное сходство, заключается, очевидно, в механизме их возникновения при растяжении континентальной коры умеренной амплитуды. Прерванный рифтогенез офиолитовых прогибов, выраженный в наращивании континентальной коры в постофиолитовую стадию, не может быть парадигмой для оценки тенденции развития Красноморского рифта в последующей геологической истории, также как модель Красного моря не может быть рассмотрена, как полный современный гомолог офиолитовых прогибов Мезотетиса.

В палеотектонических реконструкциях, в основу которых положены идеи тектоники плит, переднеазиатский сектор в мезозое по своей структуре уподобляется континентальным окраинам—северная часть тихоокеанского, а южная половина—атлантического типа. Эти аналогии учитывают особенности региональной геологии—наличие между офиолитовыми сутурами узких, протяженных зон палеозойских и рифейских метаморфических пород, а также зон с мелководным вулканизмом ранне-среднеюрского возраста—вулканических дуг.

Постулируемое аллохтонное в Передней Азии размещение пород офиолитовой ассоциации рассматривается в аспекте коллизии вулканических и неактивных островных дуг с континентальным краем. Необходимо поэтому хотя бы вкратце рассмотреть пример офиолитообразования в современных окраинных бассейнах.

Модель окраинного моря. Котловина Лау.

Краткое рассмотрение геологии бассейна Лау, расположенного на юго-западе Тихого океана, приводится по известным публикациям (Хохштейн и др., 1977, Хокинс, 1978, Кац, 1978). В широтном пересечении здесь выделяются: желоб Тонга, далее на запад—хребет Тонга, котловина Лау, хребет Лау. Таким образом котловина ограничена с одной стороны активной вулканической дугой Тонга, а с другой—зрелой дугой Лау. Геология дна котловины рассматривается как редчайший пример возникновения «тонкой» океанической коры, сопоставимой по мощности с офиолитовыми разрезами, обнажающимися на континентах.

По морфологии котловина Лау отличается значительной шириной (150—300 км) и протяженностью (2,2 тыс. км), дно ее расчленено вулканическими, тектоническими, приразломными хребтами и поднятиями и разделяющими их впадинами. Средняя глубина равна 2,25 км, средняя ширина 250 км. Гребень хребта Тонга возвышается над дном котловины Лау на 2 км, по западному его краю развиты действующие вулканы. Состав продуктов вулканизма андезитовый и базальтовый. Миоценовые вулканические толщи в разрезе хребта включают трахиандезиты, андезиты, риолиты и дациты. Дно котловины (по данным драгирования и нескольких скважин) слагают пиллоу-лавы базальтов, дайки габбро и зеленокаменные породы. Именно этот котловинный бассейн ставится в ряд с офиолитовыми бассейнами прошлого: считается, что толенты Лау сходны с базальтами—толентами СОХ, а присутствие габбро, на глубине, возможно, и ультрабазитов (последние при драгировании желоба Тонга были подняты неоднократно) приближает их к офиолитам прошлых бассейнов. Однако еще недостаточно ясно, что залегает под современными базальтами, имеется ли там разрез олигоцен и миоцена, который обнажается на хребтах Тонга и Лау (Кац, 1978). Далее, дискуссионна динамика рифтогенеза, с которым связывается базальтовый вулканизм. По сейсмическим данным поле деформаций литосферы в пределах котловины сочетает сжатие (вероятная причина—погружение Тихоокеанской плиты под желоб Тонга) и растяжение в с—з и ю—в направлениях (постулируется наличие трансформного разлома), кроме того ступенчатое строение основания позволяет предполагать проявление и вертикальных движений. Принимая во внимание все известные для этого региона данные, поиск аналогий с офиолитовыми прогибами Мезотетиса можно ограничить прогибами апеннинского типа. Такие важные характеристики, как сложный расчлененный характер дна бассейна, сочетание вулканических поднятий с приразломными, впадинами показательны для ретроспективных схем, предложенных для региона северных Апеннин и ряда других, смежных с ним.

Определенное сходство имеется и по преобладанию толентовых базальтов в разрезе, по обособленности осадочного слоя от вулканической нижележащей толщи и, наконец, нужно отметить, что апеннинские прогибы Мезотетиса характеризует стратиграфическое соотношение толщи вулканитов с нижележащими гипербазитами и габбро, что можно ожидать и в глубинном строении дна котловины Лау.

В офиолитовых разрезах Апеннин, Альп и Динаро-Эллинид присутствуют, как известно, офиолитокластический (габбро- и серпентинитокластический) материал. Иногда серпентинизированные гипербазиты перекрываются непосредственно толщей силицитов. Такие примеры редки, но весьма показательны. Они указывают в совокупности на то, что в прогибах, в которых возникли офиолиты, создавались условия для подъема (либо вскрытия) мантийного вещества на уровне дна бассейна. Определенные ограничения в сравнительной характеристике офиолитовых прогибов Мезотетиса с современными бассейнами очевидны в силу того, что нет сопоставимости конечных стадий их развития: они остаются вне обсуждения. В той же мере проблематична и палеотектоническая позиция офиолитовых прогибов. Недоказуемо в этом примере наличие палеозоны Бенюфа, островодужных комплексов. Сложности палеогеографического анализа усугубляются недостаточной проработанностью важнейших методологических вопросов, как конвергенция формационных и прочих необходимых для палеореконструкций признаков. Трудности возникают и при оценке достоверности актуалистических моделей, принимая во внимание ожидаемые различия древних и современных обстановок базальтоидного вулканизма и со-

путствующих им процессов в периконтинентальных и межконтинентальных бассейнах. Совершенно очевидно, что при всех проблематичных сторонах геологического развития котловины типа Лау, структурная их позиция относительно континента является более удаленной и осложненной мозаикой субконтинентальных и океанических коровых блоков, нежели структурная позиция периконтинентальных (относительно Европейской плиты) офиолитовых прогибов центрального Средиземноморья. Создается парадокс, заключающийся в том, что офиолитовые прогибы апеннинского типа более «периконтинентальны», чем современные котловины типа Лау (с тонкой океанической корой). Между тем офиолитовые прогибы оказываются более проницаемы для мантийного диапиризма и, соответственно, в их седиментации продукты ультраосновного состава играют значительно более важную роль. Латеральные переходы к обрамлению в офиолитовых прогибах этого типа характеризуются мощными зонами карбонатакопления (типа шистес люстрес), причем в тыловой части зоны обрамления включают узкие протяженные полосы, слагаемые сравнительно менее глубоководными неполными офиолитовыми ассоциациями (типа валлисской или дунайской). Немаловажное место в седиментации таких зон принадлежит питающим провинциям—поднятиям древнего метаморфического фундамента. Эти данные говорят о том, что несмотря на определенное сходство, офиолитовые прогибы апеннинского типа отличаются тем, что возникают они при растяжении достаточно консолидированной коры континентального и субконтинентального типа. По истории своего развития эти прогибы вмещают офиолитовую ассоциацию, по ряду признаков сходную с периокеанической, но в действительности не имеющей ничего общего со структурами типа современных океанов и их периферии.

В сущности офиолитовые прогибы апеннинского типа представляются также межконтинентальными, но более обширными, чем межконтинентальный рифт Красного моря. Они не имели себе подобных к востоку от меридиана Эгейского моря и этот переход к сектору Передней Азии может быть сопоставлен с переходом от Индийского океана в Аденский и Красноморский узкие бассейны, с тем лишь различием, что менее крупными, чем Индийский оксан, были апеннинские офиолитовые прогибы и более сложной была система прогибов, уподобляемых рифту Красного моря и прилегающих к нему впадин.

7. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Типизация основания офиолитовых прогибов. Могут быть выделены по этому признаку три группы офиолитовых прогибов.

Первая группа характеризуется развитием в зонах глубинных разломов, испытавших неоднократную активизацию. В их пределах утоненная континентальная кора теряет сплошность и становится проницаемой для мантийного диапиризма и основного вулканизма. Эти разломы местами вмещают домезозойские офиолиты и характеризуются, судя по отсутствию полной офиолитовой ассоциации, ограниченным рифтогенезом. Таков Вардарский прогиб, часть Пьемонтского прогиба, на востоке—это Северо-Анатолийский прогиб и его продолжение на Малый Кавказ и в Эльбурс.

Вторая группа офиолитовых прогибов возникла в областях длительного платформенного и субплатформенного режима палеозоя и триаса; к ним относятся прогибы Лутского кольца, Вединской зоны, вероятно, большинство прогибов Афгано-Бирманского сектора, прогибы внутренней Анатолии, Валлисский прогиб.

Третья группа прогибов возникла в областях континентальной коры, испытавшей в триасе растяжение и разрыв сплошности в некоторых сегментах Мезотетиса. Прежде всего это офиолитовые прогибы Восточно-Средиземноморской зоны. Вероятно, к ним же относятся Отрис-Центрально-офиолитовый прогиб Динаро-Эллинид и прогибы Тирренского региона.

Типизация строения офиолитовой серии. Вопрос этот обсуждался подробно выше и необходимо здесь отметить, что выделение и группировка офиолитовых прогибов в зависимости от типа основания недостаточно четко совпадает с теми обособлениями, которые могут быть сделаны по строению самих офиолитовых разрезов. Надо принять во внимание, что офиолитовые прогибы Средиземноморья (центрального) и Передней Азии разновозрастны, первые средне-позднеюрские, вторые же—среднемеловые. Последовательность их развития связывается с тенденцией растяжения континентальной коры от запада Мезотетиса в направлении на восток, охватывая разные по истории развития сегменты региона, «Смешанный» тип офиолитовых разрезов отражает в целом условия пониженной проницаемости континентальной коры. В центральном Средиземноморье эта разновидность офиолитовых разрезов отражает в целом условия пониженной проницаемости континентальной коры, она выявляется вблизи крупных срединных массивов (Сербско-Македонского), либо по периферии крупных офиолитовых прогибов—Северо-Апеннинского, Восточно-Альпийского. Между тем в области Передней Азии «смешанный» тип офиолитовых разрезов наиболее обычен, а исключением из общей закономерности становятся разрезы «обособленного» типа. Эти исключения наблюдаются в Восточно-Средиземноморской офиолитовой зоне и могут, на наш взгляд, указывать на большую проницаемость коры этой зоны по сравнению с расположенными севернее офиолитовыми зонами.

О масштабах растяжения коры. Офиолиты Мезотетиса возникли в результате растяжения и разрыва сплошности гетерогенной коры. Об амплитуде растяжения можно судить лишь из сравнительного анализа строения и состава офиолитовой серии. Крупные тела ультрабазитов в ассоциации с мощными глубокоководными кремнистыми осадками и базальтами являются важными критериями больших масштабов растяжения коры в области центрального Средиземноморья, Апеннинский тип прогибов латерально сменяется крупными полями карбонатонакопления, сравнительно глубокоководного и мелкоководного. Эти крупные с пологими бортами прогибы существенно отличаются от котловинных офиолитовых прогибов малокавказского типа—подробно этот вопрос был рассмотрен выше. Важно отметить, что масштабы растяжения нарастают от краевых офиолитовых зон к центральным в области Средиземноморья. В Передней Азии к наиболее крупным следует отнести Северо-Анатолийско-Севанский прогиб или точнее систему прогибов; сравнительно мелкоководнее были прогибы центральной Анатолии, Вединский на Малом Кавказе и Лутского кольца в Иране.

Если рассматривать офиолитовые зоны в качестве структур, объединяющихся в протяженные на несколько тысяч километров зоны прерывистого размещения пород офиолитовой ассоциации, то в этом случае при межрегиональной корреляции, например, Северо-Анатолийской зоны с Вардарской выясняются существенные латеральные вариации возраста и строения офиолитовых серий мезозоя.

Более частные случаи их латеральной вариации были рассмотрены на примере зоны Пьемонта-восточных Альп и в Динаро-Эллинидах. Все эти данные не укладываются в схему единовременного и единомасштабного офиолитообразования.

Батиметрия офиолитовых прогибов. Лишь общие положения динамики поверхности критической глубины карбонатакопления в океанах (Lisitzin, 1972, Berger, Winterer, 1974, Лисицын, 1978 и др.) могут быть использованы при воссоздании глубин офиолитовых трогов мезозойского Тетиса. Из других критериев важны текстурные и индекс эксплозивности вулканитов и прежде всего, конечно, анализ парагенезов пород, слагающих стратифицированные толщи офиолитовой серии. Батиметрия прогибов апеннинского типа, по некоторым представлениям, не имеет ничего общего с океаническими глубинами. В частности, по составу и строению силицитов эти глубины оцениваются несколько большими, чем 1,5 км (Barrett, 1982), более мелководные условия принимаются для времени накопления офиолитокластов-офикальцитов. Доминирующая схема принадлежности полей силицитов зоне спрединга или вблизи нее дает основание для другого допущения—о возникновении турбидитового сноса радиолярных илов на более глубокие уровни бассейна. Вышележащим по разрезу известнякам с кальционеллами отводятся глубины накопления до 2,5 км, соответственно полагается углубление критической глубины карбонатакопления с 1,5 км до, примерно, 2,5 км. Это обстоятельство связывается с глобальным понижением КГ к позднеюрскому времени. Парагенез радиоляритов с известняками довольно обычен для офиолитовых разрезов восточных и центральных Альп, Динаро-Эллинид. В сочетании с признаками отклонения от типичных толентовых серий продуктов вулканизма в этих разрезах создается довольно убедительная картина гораздо меньшей глубоководности прогибов, генерировавших офиолиты и вмесивших сонаходящиеся с ними прочие стратифицированные породы. Латеральные переходы таких толщ к менее глубоководным и мелководным карбонатным, а в Динаридах и обломочным, существенно карбонатным накоплениям нарушены более поздними дислокациями. Они все же могут быть предположены, исходя из одновозрастности этих толщ. Довольно распространен парагенез радиоляритов с карбонатными отложениями в офиолитовых разрезах Передней Азии, о чем говорилось в соответствующем разделе. Количественная оценка батиметрии этих прогибов остается пока приблизительной—это глубины несколько меньшие, чем в центральном Средиземноморье, порядка 1,—1,5, реже 2 км. Наиболее глубоководные части этих прогибов, как отмечалось, вмещают металлоносные осадки (саринарская «фация» Севанской зоны), наименее глубоководные прогибы лишены их или включают в малом количестве, некоторые из таких прогибов, как например Вединский, характеризуется высоким индексом эксплозивности вулканизма (Сатиан, 1979).

Батиметрия офиолитовых прогибов Мезотетиса находилась в тесной зависимости от колебаний уровня мирового океана. Проводимые реконструкции (Океанология, 1980, стр. 298—401) показывают, что эвстатический наиболее низкий уровень океана, ниже современного, имел место при триасовом рифтогенезе в области Тетиса. Базальты, а иногда сонаходящиеся с ними ультрамафиты, сопряжены в западных разрезах (в Марокканском Рифе и в ряде других) с эвапоритами. Наибольший уровень океана, на 400 м выше современного, соответствовал времени формирования офиолитовых прогибов конца сенона-прогибов кипрского типа; несколько более низкий уровень отвечает времени возникновения прогибов малокавказского типа и еще меньший—апеннинского типа (средняя-поздняя юра). Офиолитовые прогибы Афгано-Бирманского сектора возникли при спаде высоких уровней океана (поздний сенон).

Компрессия офиолитовых прогибов и особенности размещения офиолитов в современной структуре континентального обрамления.

Можно исходить из эмпирического правила зависимости масштабов новообразования океанической коры и амплитуды покровообразования при компрессии офиолитовых прогибов: области возникновения крупных офиолитовых прогибов типа апеннинского характеризуются развитием на стадии их компрессии крупных покровов на обрамлении. Такие примеры достаточно хорошо известны для строения офиолитовых зон Апеннин и Альп, Эгейской дуги и Динаро-Эллинид. Покровы вероятно, гораздо меньшей амплитуды развиты в Ликийском и западном Тавре, они перерастают в надвиги в Ираке и северном Загросе, вновь покровы картируются в южном Загросе, в Омане, достигая максимальной амплитуды перемещения (около 200 км) относительно предполагаемых корневых зон. Между тем на Малом Кавказе и в сопредельных регионах Малой Азии и Ирана офиолиты и ассоциирующие с ними осадочные и другие образования размещены вблизи или вдоль корневых зон. Если покровы здесь и имеются, то амплитуда их смещения относительно корней не превышает первые километры, либо первый десяток километров. Подтверждается это положение и сопряженностью их с зонами глубинных разломов, которые были существенно преобразованы при общей компрессии литосферных смежных блоков. Очень важно, что вдоль офиолитовых зон Малого Кавказа и смежных регионов картируются протяженные поля палеогенового вулканизма, а местами габброидные протяженные массивы, включающие мелкие обособления оливинитов. В Вардарской зоне выше по разрезу над офиолитами размещены осадочные толщи, включающие на разных горизонтах спилиты, шошониты и другие продукты вулканизма. Подобные примеры постеофиолитового магматизма, пространственно совмещенного с офиолитами, имеются и в Ликийском Тавре, в Восточно-Средиземноморской зоне.

Все эти примеры указывают на приуроченность офиолитовых зон к глубинным разломам, активность которых продолжалась и в постеофиолитовый этап.

Офиолитовые прогибы и срединные массивы. Офиолитовые прогибы занимали структурную позицию: по краю срединных массивов (Зангезурский прогиб, прогибы восточной части Лутского массива, Вардарский прогиб и др.), в пределах зоны срединных массивов (Вединский прогиб Малого Кавказа, прогиб Тузского апендикса, а во внутренней Анатолии—вдоль линии Дивриги-Конья), наконец, на удалении от срединных массивов и отделенные от них или поднятием, или крупной полосой шельфа (Апеннинские прогибы и прогибы Пьемонта, Отрис-Центрально-офиолитовый прогиб Динаро-Эллинид, вероятно, и большинство прогибов Восточно-Средиземноморской зоны, наконец, Северо-Анатолийско-Севанский-Эльбурский прогиб).

Сближение в пространстве офиолитовых зон—зоны синтаксиса—отражают длительную историю развития сближенных глубинных разломов, каждая из зон контролировала один из офиолитовых прогибов. В промежутке между ними срединные массивы крайне редуцированы. Размеры поднятий пород фундамента и его обнаженность в офиолитовую стадию развития офиолитовых прогибов определяют ряд важных особенностей офиолитового разреза и разреза надофиолитового чехла: количество и состав обломочного компонента в стратифицированных толщах, включая толщи, образующиеся на дистальном переходе к зонам обрамления.

Тектонический меланж и олистостромово-олистолитовые образования. Тектонический меланж наиболее типичен для строения офиоли-

товых зон, развитых по краю крупных срединных массивов или в их пределах. Имеются и исключения (Вединская зона), но в большинстве случаев это правило подтверждается.

Срединные массивы представляются, как жесткие массы—упоры относительно насыщенных пластификатором масс пород офиолитовой серии. В условиях сжатия офиолитовые массы претерпевают сильные деструкции первичных соотношений между породами, пачками, толщами, будинируются и вновь инъектируются серпентинитами.

Важен вопрос о возрасте тектонического меланжа. Было показано, что в меланж центральной части Ирана вовлечены позднеэоценовые известняки и нижнеэоценовые отложения, на Малом Кавказе сенонская толща известняковая и граувакковая формации перекрывают деформированные породы кремнисто-вулканогенной формации. Вместе с ними они складчаты (ларамийская и пиренейская фазы), причем основные деструкции, которые формируют меланж, относятся скорее всего к пиренейской фазе. В классическом примере анкарского меланжа в деструкции вовлечены также позднеэоценовые известняки. Вардарский меланж возникает после формирования флишевых и карбонатных толщ в разрезе «чехла» и, вероятнее всего, относится к концу палеогена и началу миоцена.

Обширные районы развития офиолитовой ассоциации в Апеннинских Альпах, в зоне Отрис и большей части зоны Мирдита, Центральной офиолитовой зоны Динарид лишены меланжа в том понимании, которое было дано для анкарского меланжа Анатолии, цветного меланжа Ирана и ряда других. Нет типичного меланжа и в Восточно-Средиземноморской офиолитовой зоне, включая Загрос и Оман. Выше мы показали, что по последним данным (Normann, 1975, Сатиан, 1979, Özkaya, 1982) в строении офиолитовой серии Передней Азии немаловажное место принадлежит конседиментационным оползневым процессам, то же относится и к офиолитовым зонам центрального Ирана (Davoudzadeh, 1972, Förster, 1968). Следовательно, тектонический меланж возникает на фоне уже существующих оползневых деструктивных процессов при накоплении офиолитовой серии. Вопрос о том, почему зоны меланжа отсутствуют в областях развития офиолитовых покровов апеннинского типа, можно объяснить особенностями их компрессии и соотношением со структурами обрамления. Покровообразование и меланж, следовательно, процессы несопряженные и непосредственно развивающиеся. Можно утверждать, что тектонический меланж формируется вблизи крупных срединных массивов—т. е. приподнятых жестких блоков коры континентального типа, либо в пределах этих блоков. В сумме эти признаки указывают на длительность формирования офиолитового меланжа тектонического происхождения, начиная с компрессии офиолитовых прогибов. И второй важный вывод состоит в том, что тектонический меланж накладывается на деструкции в стратификации, вызванные котловинной морфологией офиолитовых прогибов. Тем самым определяется и география его распространения.

Вопросы корреляции офиолитовых прогибов центрального Средиземноморья и Передней Азии со смежными регионами Мезотетиса. Западнее Альп и Корсики выходы офиолитов установлены на дне Атлантики, прилегающему к юго-западной части Пиренейского полуострова (Lagabriele, 1982).

Бетские кордильеры и Марокканский Риф—это краевые области проявления в разрезе мезозоя продуктов базальтового вулканизма и в очень малом количестве—протрузий гипербазитов. И те и другие размещены, однако, в триасовой толще, несомненно, мелководной и содер-жащей местами эвапориты. Юрский и меловой разрезы отличаются пре-

обладанием карбонатных и карбонатно-терригенных мелководных осадков без признаков офиолитового магматизма и мелководной седиментации. Если это так, то находящаяся восточнее область развития офиолитовых прогибов апеннинского типа замыкается с запада этими мелководными бассейнами, а с востока—мелководными вулканическими и осадочными бассейнами Передней Азии. Ранне-позднемеловое время знаменуется формированием флишевых и карбонатных прогибов и офиолитообразование смещается в область Передней Азии. Далее в Афганистане прерывистые выходы офиолитов известны к югу от зоны Герируд и к востоку от зоны погребенного фундамента Дашти-Марго и зоны Фарах, где развит мощный флиш юрского-мелового возраста и вулканические толщи мелководного бассейна (зона Логар). Офиолиты ассоциируют с известняками и глинистыми сланцами верхнемелового и эоценового возраста. Силлы ультрабазитов суммарной мощностью до 1,5 км. прорывают нижне-среднемеловые отложения—пиллоу-лавы, туфы, конгломераты и известняки в т. н. Осевой зоне, расположенной между зоной третичного флиша и восточным прогибом-форландом (Одэн, 1977); ультрамафиты (саксониты, дуниты, пироксениты) пересекаются многочисленными дайками долеритов северо-западного простирания. Силлы и дайки несогласно перекрыты отложениями эоцена-олигоцена (формация Нисай), которые содержат гальку перидотитов. В составе палеоцена определяются гальки гранитов, гнейсов, вулканитов. Кроме того, выделяется зона меланжа (верхний мел-эоцен)—конгломераты и валуны гранитов, диоритов, яшм и вулканитов.

Принадлежащие этим зонам офиолиты рассматриваются в некоторых схемах как Кветтская офиолитовая зона (Ломизе, 1972). На ее продолжении к Аравийскому морю, возможно, имеет место структурное смыкание с подводным хребтом Муррей. В Зхоб-Шинкайском прогибе серпентинизированные гипербазиты и габбро сложно чередуются с вулканитами, красными яшмами, а также известняками и глинистыми сланцами. В эрозионных останцах офиолиты и цветной меланж перекрывают почти согласно глинисто-карбонатную серию пермо-триаса и отложения нижнего-среднего мела.

При палеографических реконструкциях этого региона была предложена схема (Jones et. al., 1970) разобренных (офиолитовых) бассейнов с извержениями. Однако анализ карт и аэрофотоснимков позволяет предположить наличие офиолитовых покровов (район форта Сандеман и Хиндубага), перемещенных в юго-восточном направлении из Сулеймановых гор. В последующем офиолиты были смяты и подвергнуты разрывам (Ломизе, 1972). Очевидно, офиолитовая ассоциация Осевой зоны по составу и строению наиболее приближается к «смешанному» типу. Средне-верхнемеловой, до эоцена включительно, возраст офиолитов сближает их с офиолитами Передней Азии, хотя верхний предел формирования иной. Кроме того, основные вулканиты Афганистана ассоциируют с мелководными обломочными и известняковыми отложениями, хотя встречаются и яшмы. Для палеотектонических реконструкций представляет также интерес пространственная совмещенность офиолитов с выходами гранитоидов—такое явление дает основание полагать внедрение офиолитов в континентальную кору (Одэн, 1977). В Зхобской офиолитовой зоне в Пакистане наиболее крупный офиолитовый массив Муслимбады тектонически перекрывает маастрихтские и более древние породы, а на нем несогласно залегают мелководные известняки среднего эоцена.

В офиолитовой зоне (Индской) Гималаев офиолиты тесно ассоциируют с песчаным флишем, включающим радиоларитовые сланцы и тонкослоистые известняки мелового (в низах юрского) возраста (Гансер, 1977). В строении офиолитовой зоны различается также группа экзо-

тических глыб позднемелового возраста, среди обломков определяются мраморы, кремнистые сланцы, доломиты, известняки, порфириды, диабазы, монзониты. Наиболее верхним элементом является пластина ультраосновных пород—перидотитов и диабазов мощностью до 600 м, в среднем 200 м. Стратифицированные вулканиды зоны представлены лавами, и туфами, которые чередуются с осадочными породами. Основные и ультраосновные породы некоторыми исследователями относятся к интрузивам, внедрившимся в осадки, а также в вулканиды (вулканиды Дрос эоценового возраста), которые переслаиваются с туфогенными и кластическими осадками. Среди ультрамафитов определяются дуниты с незначительным количеством гарцбургитов, верлитов, лерцолитов и пироксенитов. Базальтовые породы относятся к толентовой серии островных дуг (Prasad et. al., 1979).

В Индо-Бирманских хребтах во внутренней зоне надвигов и во флишевом трогге известны офиолиты, ассоциирующие с меловым флишем. В пределах возвышенности Нага флиш, включающий офиолиты, несогласно налегает на нижнемезозойские известняки и глинистые сланцы. На юге офиолиты ассоциируют с более глубоководными осадками. Флиш с офиолитами вовлечены в крупные покровы, перемещенные к северу к Гималаям в течение позднего палеогена, к этому же времени аллохтонные массы были осложнены взбросами с дальнейшим формированием чешуйчатой структуры, с возникновением зон меланжа и олистостром (Rey, 1979). Офиолиты подвержены метаморфизму ранних ступеней зеленосланцевой фации и отчасти метаморфизованы в фации голубых сланцев, которые выражены тонкой полосой на контакте с ультрамафитами (Hoz et. al., 1979). Цеолитизация более поздняя. Среди вулканидов определяются базальты, спилиты, агломераты, туфы. Кроме них, разрез слагают кремни, кремнистые туффиты, известняки, граувакки, кварциты и филлиты (Argaval et. al., 1979).

Таким образом, в Афганистано-Бирманской части Мезотетиса стратифицированные компоненты офиолитовой серии—основные лавы, туфы—тесно по разрезу ассоциируют с песчаниками, часто флишоидного строения, известняками, радиоляритами, они залегают стратиграфически выше миогеосинклинального раннемезозойского разреза и находятся в сложном структурном соотношении с ультраосновными и основными породами, хотя имеются среди последних явно выраженные силлы и интрузивы.

Главный этап возникновения стратифицированных пород—мел, местами до эоцена включительно, а время возникновения покровных структур—позднепалеогеновое, с последующими осложнениями в миоцене. Офиолиты пространственно сонаходятся с метаморфическим комплексом кристаллического фундамента и включают его фрагменты в своем разрезе в зонах интенсивной тектонизации. Исходя из краткого обзора, можно заключить, что имеется немало признаков сходства строения и состава офиолитовой ассоциации со «смешанной» ассоциацией Передней Азии. Офиолитовые серии восточной (Афгано-Бирманской) части Мезотетиса сходны с малокавказскими, обладая вместе с тем некоторыми специфическими особенностями (парагенез с флишем, более молодой верхний предел формирования, соотношение ультрабазитов со стратифицированными породами).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За последние два десятилетия появилось немало схем, утверждающих единовременность раскрытия Мезотетиса и процессов офиолитообразования в его пределах, доказывались океанические условия возникновения офиолитов, проводились аналогии строения офиолитового разреза и коры океанического типа современных океанов. Проведенные исследования, результаты которых обсуждены в предыдущих разделах, в целом не укладываются в эту схему. Ныне мы знаем, что время офиолитообразования в разных частях Мезотетиса не было единым, с его запада на восток оно датируется от средне-позднеюрского до мелового и эоценового времени включительно.

Литологические исследования стратифицированных формаций приводят к выводу о том, что в центральном Средиземноморье возникли более обширные прогибы с пологими карбонатными мелководными зонами, тогда как в Передней Азии получили развитие прогибы котловинного типа. Разнообразие всего ряда офиолитовых прогибов (апеннинского и малокавказского типов) дополняется прогибами, возникшими в восточной части Средиземноморья и в Загросе (кипрский тип прогибов). Пространственное их размещение наиболее удовлетворительно объясняется наличием крупных разделов в литосфере близширотного и поперечного ему простирания в области Мезотетис, а также особенностями строения литосферы и коры, в частности, в пределах каждого из мегаблоков.

В деталях строения офиолитовых разрезов: в соотношении габбро-гипербазитового комплекса со стратифицированными формациями, в соотношении вулканитов и осадочных компонентов этих формаций, в петролого-геохимических особенностях продуктов магматизма и т. п. можно видеть отражение, в конечном итоге, масштабов растяжения континентальной коры, начиная от ее разрыва и возникновения крупных или менее крупных впадин, трогов, которые выполняются породами офиолитовой ассоциации.

Возникновение офиолитовых прогибов Мезотетиса определенно было растяжением континентальной коры. В этом смысле они сходны с современными рифтами, причем наибольшее сходство обнаруживается с межконтинентальными рифтами типа Красноморского. Общая же эволюция офиолитовых прогибов имеет иную направленность: деструкции континентальной коры после интервала времени, который оценивается в 10—20 млн. лет, сменяются процессом конструктивным, идущим в направлении воссоздания коры континентального типа. До океанообразования развитие офиолитовых прогибов не доходит, хотя в осевой их части и возникает кора океанического типа. Для областей параавтохтонного залегания офиолитов достаточно много геолого-геофизических данных, утверждающих возникновение офиолитовых прогибов в пределах более древних глубинных разломов. Наследованный характер их развития предполагается для ряда офиолитовых зон Средиземно

морья и Передней Азии. Особенности пространственного размещения, латеральных вариаций состава и строения офиолитовой серии позволяют полагать значительную роль сдвиговой компоненты при возникновении офиолитовых прогибов, их развитии и последующей компрессии.

На данном этапе исследований выявление современных гомологов офиолитовых прогибов Мезотетиса не представляется возможным, причем есть основания полагать, что вопрос здесь сводится не к недостаточной изученности современных межконтинентальных рифтов и красных морей—вероятных гомологов офиолитовых прогибов Мезотетиса, а в общей тенденции необратимого развития литосферы. Результаты палеогеографических реконструкций довольно различаются по своей достоверности. Дальнейшая задача представляется в более крупномасштабных исследованиях стратифицированных толщ офиолитовых разрезов прежде всего соседних с Малым Кавказом регионов Передней Азии.

Из прочих направлений по данной проблеме генезиса офиолитов представляет интерес выяснение пространственного сопряжения офиолитовых сутур мезозоя с крупными структурными элементами современных морских и океанических впадин, лучшие объекты исследования—на продолжении офиолитовой сутуры Кипра в центральную часть Средиземного моря, Кветской зоны Афганистана в Аравийское море, офиолитов Индо-Бирманского сектора в Андаманское море. Для петрологических задач интересна намечаемая пространственная связь с зонами синтаксиса, сближения офиолитовых сутур крупных гранитоидных массивов постофиолитового этапа.

Интерес к изучению офиолитовых зон не ограничивается теоретическим аспектом проблемы генезиса офиолитов. В их пределах сконцентрированы важнейшие полезные ископаемые, эти зоны перспективны в отношении гидроресурсов и они крайне важны для сейсмотектонического районирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавказ. отд. Русск. географ. общ., кн. XXI, 1899.
- Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. III, Ереван, Изд. АН АрмССР, 1966.
- Аванесян А. С. К вопросу о присутствии неокон-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ). «Вестник МГУ», сер. IV, Геология, 1975, № 6.
- Агамалян В. А., Поланджян С. А., Сатиан М. А. Обнаружение галек и валунов тешенитов в конгломератах коньяка Вайка. «Изв. АН АрмССР», Науки о Земле, 1972, № 2.
- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. «Геотектоника» 1974, № 1.
- Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). «Геотектоника», 1979, № 1.
- Азизбеков Ш. А., Агабеков М. Г. и др. История геологического развития. В кн.: «Геология СССР», т. XVIII, «Азербайджанская ССР», М., «Недра», 1972.
- Акопян В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1978.
- Алишолла Х., Абассов А. К изучению радиоляритов Лачинского района (Азербайджан). ДАН АзССР, т. 36, 1980, № 9.
- Альмухамедов А. Н., Матвеевков В. В., Кашинцев Г. Л. Красноморские толенты—геохимический аналог низкокальциевых базальтов срединных зон океана. «Геология морей и океанов». Тез. докл. 5 школы морской геологии, том 2, М., 1982.
- Асланян А. Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Армянская ССР). ДАН АрмССР, т. XI, 1950, № 5.
- Асланян А. Т. Новые данные о верхнемеловом возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. «Изв. АН Арм. ССР», сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. 8, 1953, № 6.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Асланян А. Т. Тектоника. В кн.: «Геология СССР», т. XLII, «Армянская ССР», М., «Недра», 1970.
- Асланян А. Т. Основные черты геологического развития Армянской ССР, «Изв. АН Арм ССР», Науки о Земле, 1981, № 3.
- Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. «Изв. АН АрмССР», Науки о Земле, 1977, № 4—5.
- Асланян А. Т., Сатиан М. А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН АрмССР, т. LXV, 1977, № 4.
- Атабекян А. А. К стратиграфии альбских отложений бассейна р. Агстев (Акстафа) «Изв. АН АрмССР», сер. физ.-мат., ест. и техн. наук, 1952, № 4.
- Ахмедов Г. А., Раджабов М. М., Гаджиев Р. М. Глубинное строение. В кн.: «Геология СССР», т. XVIII, «Азербайджанская ССР», М., «Недра», 1972.
- Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных и осадочных компонентов Анкавано—Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLIV, 1969, № 1.

- Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. «Наука», М., 1981.
- Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А. Позднепалеозойско—раннемезозойское развитие Средиземноморского—Центрально-Азиатской ветви Тетиса. В кн.: «Проблемы геодинамики Кавказа» М., «Наука», 1982.
- Белостоцкий И. И. Тектонические покровы. В кн.: «Очерки структурной геологии сложнодисселированных толщ», М., «Недра», 1976.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков, М., «Недра», 1978.
- Бернцли Д., Лаубшер Г., Трюмпи Р., Венк Э. Центральные Альпы и горы Юра В кн.: «Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса», т. I, М., «Мир», 1977.
- Бижо-Дюваль Б., Летусе Ж., Монтадер Л., Курье П., Мунье Ж., Санчо Х. Геология бассейнов Средиземного моря. В кн.: «Геология континентальных окраин», т. 3, М., «Мир», 1979.
- Богатиков О. А., Багданов Н. А., Добрецов Н. Л., Книппер А. Л., Хаин В. Е., Шараськин А. Я. Офиолиты Апеннинского полуострова (6-я офиолитовая полевая конференция. Казенца, Флоренция, Турин 18 июня—5 июля 1980 г.), «Геотектоника», 1981, № 5.
- Боголепов К. В. О понятиях «рифтовые структуры» и «рифтогенез». В кн.: «Основные проблемы рифтогенеза», Новосибирск, «Наука», 1977.
- Божко Н. А. Некоторые черты структуры складчатой системы Загроса. «Геол. и разведка», 1970, № 11.
- Брунивайлер Р. О. Индо-Бирманские хребты. В кн.: «Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса», т. I, М., «Мир», 1977.
- Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области. «Изв. АН АрмССР», Науки о Земле, 1970, № 3.
- Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кокелія М. А., Хмаладзе И. И., Хуцишвили О. Д. Офиолиты Дзиркульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе. «Геотектоника», 1981, № 5.
- Гансер А. Гималаи. В кн.: «Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса», т. I, М., «Мир», 1977.
- Гасанов Т. Б. Тектоническое положение и история формирования Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Автореф. докт. дисс., Тбилиси, 1980.
- Гинзберг А. С. Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья озера Гокча. В кн.: «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. I, М., 1929.
- Григорьев В. Н. Эффузивно-кремнистая формация офиолитового пояса Малого Кавказа. В кн.: «Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах». М., «Наука», 1979.
- Григорьев В. Н., Золотарев Б. П. Сравнение геосинклинального и океанического осадконакопления и вулканизма. В кн.: «Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах», М., «Наука», 1979.
- Григорьев В. Н., Соколов С. Д. Позднесенонский вулканизм Гочасского синклинория (Малый Кавказ). «Изв. АН СССР»; сер. геол., 1978, № 10.
- Джрбашиян Р. Т., Гююмджян О. П., Таян Р. Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканогенных комплексов Загезура. Зап. Арм. отд. Всес. минер. общ., Ереван, Изд. АН АрмССР, 1976.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972.
- Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. «ДАН СССР», т. 216, 1974, № 6.
- Егоркина Г. В., Соколова И. А. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. «Сов. геология», 1973, № 6.
- Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Изучение глубинных разломов по материалам станции «Земля» на территории Армении. «Разведочная геофизика», вып. 72, М., «Недра», 1976.
- Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1955.

- Егоян В. Л. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. В сб.: «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР», Ереван, 1956.
- Жамойда А. И., Казинцова Л. И., Тихомирова Л. Б. Комплексы радиолярий Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1976, № 2.
- Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Лордкипанидзе М. Б. Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления. В кн.: «Проблемы геодинамики Кавказа». Тбилиси, 1982.
- Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Офиолитовая формация северо-западной Сирии. «Геология и разведка», 1965, № 2.
- Казьмин В. Г. Развитие континентальных рифтов. Автореф. докт. дисс., М., 1982.
- Кац Г. Р. Континентальные окраины в юго-западной части Тихого океана. В кн.: Геология континентальных окраин, т. 2, М., «Мир», 1978.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., «Наука», 1975.
- Книппер А. Л., Соколов С. Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон. «Геотектоника», 1976, № 4.
- Книппер А. Л. Офиолиты и проблема океана Тетис. В сб.: «Тектоника Средиземноморского пояса» (тезисы докладов), М., 1978.
- Колман Р. Г. Офиолиты. М., «Мир», 1979.
- Колман Р. Геологическое строение дна Красного моря. В кн.: Геология континентальных окраин, т. 3, М., «Мир», 1979.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжения с метаморфизмом континентов и в океанах. В сб.: «Кристаллохимия минералов и геологические проблемы», М., «Наука», 1975.
- Лемуан М. Офиолиты Альп и тектоника плит. В тезисах докладов междунар. симпоз. «Офиолиты в земной коре», Изд. АН СССР, М., 1973.
- Леонов Г. П., Логинова Г. А., Панов Д. И. Основные области и зоны осадконакопления в пределах Ближне-Средневосточной части Альпийского пояса Евразии в юрское, меловое-палеогеновое время. «Вестник МГУ», сер. геол., 1974, № 2.
- Лисицын А. П. Металлоносные осадки Тихого океана и их генезис. В кн.: «Международ. геол. конгр., XXV сессия. Палеонтология, морская геология», М., «Наука», 1976.
- Лисицын А. П. Процессы океанической седиментации. М., «Наука», 1978.
- Логинова Г. А. Основные черты строения меловых отложений альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока. «Геология и разведка», 1972, № 2.
- Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. «Геология и разведка», 1970, № 11.
- Ломизе М. Г. Краевые офиолитовые швы Альпид Ближнего и Среднего Востока. «Геология и разведка», 1972, № 2.
- Ломизе М. Г., Панов Д. И. Пересечение Севанской офиолитовой зоны (Малый Кавказ). ДАН СССР, т. 221, 1975, № 2.
- Ломизе М. Г., Суханов М. К., Цветков А. А. Тектоническая обстановка северного края юрского Тетиса. В сб.: «Тектоника Средиземноморского пояса» (тезисы докладов), М., 1978.
- Максвелл Дж. К. Офиолиты: древняя океаническая кора или глубинный диапир? Тезисы докладов международного симпозиума «Офиолиты в земной коре», М., «Наука», 1973.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. «Вестник МГУ», сер. геол., 1970, № 2.
- Мкртчян К. А. Интрузивы бассейна р. Веди В кн.: «Геология СССР», т. XLIII, «Армянская ССР», М., «Недра», 1970.
- Мнацаканян А. Х. Геологическое положение, состав и условия формирования меловых вулканических образований. В кн.: «Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов», М., «Наука», 1968.

- Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С., Гаврилова С. И. Некоторые вопросы петрогенезиса офиолитовой ассоциации Малого Кавказа. В кн.: «Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы», М., «Наука», 1977.
- Маловицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М., «Наука», 1978.
- Маловицкий Я. П., Есина Л. А., Свистунов Ю. М. Глубинное строение земной коры центрального Средиземноморья. «Геотектоника», 1979, № 3.
- Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. «Изв. АН АрмССР», Науки о Земле, 1967, № 1—2.
- Муратов М. В. Основные типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области. ДАН СССР, т. 147, 1962, № 5.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. «Геотектоника», 1969, № 2.
- Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1971, № 5.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
- Надарейшвили О. Ш. Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре Главного Кавказского хребта. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1977, № 10.
- Назаретян С. Н., Казарян С. С. Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики. «Изв. АН АрмССР», Науки о Земле, 1976, № 3.
- Оден Дж. Афганистан—Пакистан. В кн. «Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса», М., «Мир», т. 1, 1977.
- Обуэн Ж. О тектонической проблеме офиолитов: ее аспект в Динаридах. Тезисы докладов «Офиолиты в земной коре», М., «Наука», 1973.
- Океанология. Геология океана. М., «Наука», 1980.
- Павленкова Н. И. Структура земной коры и верхней мантии юга Европейской части СССР. В тез. докл. II семинара по геодинамике Кавказа. Тбилиси, 1980.
- Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1971.
- Паланджян С. А., Сатян М. А., Степанян Ж. О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа. «Изв. АН АрмССР», Науки о Земле, 1977, № 1.
- Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин., вып. 219, Л., 1934.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей. В кн.: «Тектоника», М., «Наука», 1972.
- Печерский Д. М., Нгуен Тхи Ким Тхоа. Палеомагнетизм вулканитов офиолитовых серий и позднемеловых эффузивов Армении. «Физика Земли», 1978, № 3.
- Пиджян Г. О. Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья оз. Севан. «Изв. АН АрмССР», сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1956, № 6.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6, М., Изд. АН СССР, 1959.
- Розен О. М., Соколов С. Д., Шеко А. Б. Вещественный состав серпентинитовых песчаников и сопровождающих их отложений в мезозое Малого Кавказа. В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М., «Наука», 1981.
- Ростовцев К. О., Азарян Н. Р. Юрские отложения Нахичевани и юго-западной Армении. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1971, № 7.
- Садоян А. А. Пирокласто-осадочная флишодная субформация (средний эоцен). В кн.: «Геология Армянской ССР» т. V, Ереван, Изд. АН АрмССР, 1974.
- Сатян М. А. Позднемеловый литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Изд. АН АрмССР, Ереван, 1979.
- Сатян М. А. Сравнительная характеристика мезозойских офиолитовых прогибов Ма-

- лого Кавказа, смежных регионов Передней Азии и Восточного Средиземноморья. В кн.: «Проблемы» геодинамики Кавказа, Тбилиси, 1982.
- Сатиан М. А. Офиолитокласты в эволюции офиолитовых прогибов Мезотетиса. «Изв. АН АрмССР», Науки о Земле, 1981, № 2.
- Сборщиков И. М. Внутреннее строение и развитие восточной части закрывающегося Тетиса. «Геология морей и океанов». Тез. докл. 5 школы морской геологии, т. 2, М., 1982.
- Сестини Дж. Северные Апеннины. В кн.: «Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса», т. 1, М., «Мир», 1977.
- Славин В. И. Стратиграфия и тектоника центральной части Карабахского хребта (Малый Кавказ). «Советская геология», 1945, № 6.
- Смит А. Д., Морс Э. М. Эллиниды. В кн.: «Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса», т. 1, М., «Мир», 1977.
- Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., «Наука», 1977.
- Соловкин А. Н. О триасе верховьев р. Акера (Азербайджанская ССР). Докл. АН АзССР, т. 6, 1950, № 6.
- Степанян Ж. О. Вулканогенно-обломочная формация (верхний турон-сантон). В кн.: «Геология Армянской ССР», т. V, Ереван, 1974.
- Фолкон Н. Южный Иран: горы Загрос. В кн.: «Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса», т. 1, М., «Мир», 1977.
- Фролова Г. И., Рудник Г. Б. Главнейшие ассоциации вулканических пород океанов и причины их разнообразия. В сб.: «Междунар. геол. конгресс, XXV сессия. Палеонтология, морская геология». М., «Наука», 1976.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. И. Л. М., 1955.
- Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. «Вестник МГУ», сер. геол., 1970, № 2.
- Хаин В. Е. Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока. «Геология и разведка», 1972, № 2.
- Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. «Геотектоника», 1975, № 1.
- Хокинс Дж. мл. Геология котловины Лау-океанского моря позади дуги Тонга. В кн.: «Геология континентальных окраин». т. 2, «Мир», М., 1978.
- Хохштейн М., Скофильд Дж., Шор Дж. мл. Тонга-Кермадек-Лау. В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. т. 2, «Мир», М., 1977.
- Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций, М., «Наука», 1977.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формаций. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 5.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, ч. 2, Баку, Изд. АН АзССР, 1966.
- Шихалибейли Э. Ш., Аллавердиев Г. И., Казинцова Л. И. Об одном ключевом разрезе офиолитового комплекса Малого Кавказа. «Изв. АН АзССР», Науки о Земле, 1980, № 3.
- Штеклин И. Северный Иран: горы Эльбурс. В кн.: «Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса», т. 1, М., «Мир», 1977.
- Штеклин И. Древняя континентальная кора в Иране. В кн.: «Геология континентальных окраин», т. 3, М., «Мир», 1979.
- Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М., «Наука», 1975.
- Чирч Б. М. Развитие Динарид в альпийском цикле. «Геотектоника», 1967, № 6.
- Уэда С. Новый взгляд на Землю. М., «Мир», 1980.
- Ясаманов Н. А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М., «Недра», 1978.
- Янин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Осадочный чехол и происхождение глубоководной котловины Алжиро-Прованского бассейна. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1979, № 6.

- Янишин А. Л., Жарков М. А., Казанский Ю. П., Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых. «Геол. и геофиз.», 1977, № 11.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Major structural events related to ophiolites of the Tethys belt. «Ofioliti», 1976, № 1.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths. «Sedim. Geology», v. 4, 1970, № 34, Spec. Issue.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Studies of mafic and ultramafic rocks. 2. Paleogeographic and tectonic considerations on the ultramafic belts in the Mediterranean area. «Bull. Soc. Geol. Italy», 1972, 91.
- Alavi M. et al. Explanatory text of the Zanjan Quadrangle Map. «Geological Survey of Iran», 1969, № D4.
- Alavi M., Shahrabi M. Geological map of Iran. 1:100,000, Sheet 5265—Maragheh, 1975.
- Alavi-Tehrani N. The distribution of ophiolites in Iran and their significance. «Ofioliti», Tethyan ophiolites, vol. 2, 1980, 315—334.
- Altinli J. E. Explanatory text of the geological map of Turkey. Erzurum, Ankara, 1963a.
- Argaval O. P., Kacker R. N. Nagaland ophiolites India—A subduction zone Ophiolite complex on Tethyan orogenic belt. In «Intern. ophiolite symposium», Nicosia, 1979.
- Argenio B., Pescatore T., Scandone P. Structural pattern of the Campania-Lucani Apennines. In: «Structural Model of Italy», Roma, 1975.
- Arikan Y. The geology and petroleum prospects of the Tuz golu basin. «Bull. Mineral reserch and explor. Institute of Turkey», 1975, № 85.
- Aubouin J., Blanchet R., Cadet J., Celet P., Charvet J., Chorowich J., Cousin M., Rampnoux J. Essai sur la geologie des Dinarides. «Bull. Soc. geol. France», ser. 7, 12, 1970, № 6.
- Aubouin J., Bonneau M., Davidson J., Leboulenger P., Matesco S., Zambetakis A., Esquisse structurale de l'Arc egeen externe: des Dinarides aux Taurides. «Bull. Soc. geol. France», v. 18, 1976, № 2.
- Barrett T. Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. «Ofioliti», v. 5, 1980, № 2/3.
- Barrett T. J. Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. «Ofioliti», v. 5, 1980, № 2/3.
- Barrett T. J. Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. «Sedimentology», v. 29, № 3, 1982.
- Bassoullet J., Bergougnan H. Faune et facies typiques du domaine subtethysien: le Lias du Munzur Dag (Anatolie orientale). «Bull. Soc. geol. France», t. XXIII, 1981, № 1.
- Bebien J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Vergely P. Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems. «Ofioliti», Tethyan ophiolites, vol. 2, 1980.
- Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Venturelli G. The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. «Contrib. Mineral. Petrol.», 1977, 64.
- Beccaluva L., Piccardo G., Serri G. Petrology of Northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. «Ofioliti», v. 4, 1979, № 1.
- Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Páupy A. The Vourinos ophiolitic complex has been created in an island arc setting: evidences from petrographic and geochemical features. In: Abstracts of papers of «Intern. ophiolite symposium» Nicosia, 1979.
- Berger W., Winterer E. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In: «Pelagic sediments: on Land and under the Sea» Spec. Publ. int. Ass. Sediment., № 1, 1974, p. 11—48.
- Bergougnan H. Structure de la Chaîne pontique dans le Haut-Kalkit (Nord-Est L'Anatolie). «Bull. Soc. geol. France», 1976, v. 18, № 3.
- Bernoulli D., Jenkyns H. Alpine, Mediterranean and central Atlantic mesozoic facies

- in relation to the early evolution of the Tethys. In: "Modern and ancient sedimentation", Society Econom. Paleont. Min. Spec. Publ., 1974, № 19.
- Bingol E.* Discussions on the metamorphic map of Turkey in a scale of 1:2.500.000 and geotectonic evolution of some metamorphic belts. "Bull. Min. Res. Explor. Inst.", Turkey, 1974, № 83.
- Bischoff J. L.* Red sea geothermal brine deposits their mineralogy, geochemistry and genesis. In: "Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red sea", Berlin, 1969.
- Boccaletti M., Bortolotti V., Sagri M.* Ricerche sulle ofioliti delle Catena Alpine. 1. Osservazioni sull'Ankara Melange nella zona di Ankara., "Bull. Soc. Geol. Ital.", 1966, v. 85, № 2.
- Bonnati E.* Autigenic deep-sea carbonates. "Sciences", 53, 1966.
- Bonnati E.* Metallogenesis at oceanic spreading centers. "Earth and Planetary sciences", 1975, v. 3.
- Bortolotti V., Ficarelli G., Manetti P., Passerini P., Radrizzani C., Torre D.* Studies of mafic and ultramafic rocks. 1. A Jurassic sequence on top of the Zlatibor ultramafic massif (Jugoslavia). "Boll. Soc. Geol. Ital.", 1971, 90, № 4.
- Bortolotti V., Lapierre H., Piccardo G.* Tectonics of the Troodos Massif (Cyprus): preliminary results. "Tectonophysics", 1976, 35, T1—T5.
- Bortolotti V., Sagri M.* Ricerche sulle ofioliti delle Catena Alpine. 4. Osservazioni sull' eta e la giacitura delle ofioliti fra Smirne ed Erzurum (Turchia). "Boll. Soc. Geol. Ital.", 1968, 87, № 4, 401—431.
- Bortolotti V., Gianelli G.* Le rocce gabbriche dell'Appennino settentrionale: 1. Dati recenti su rapporti primari, posizione stratigrafica ed evoluzione tettonica. "Ofioliti", 1976, № 2.
- Bourbon M., Craciansky de P., Lemoine M., Mecard-Galli J., Mercier D.* Platform carbonates and pelagic condensed sequences, Mesozoic of the Briançonnais zone (French Alps). Excursion 5, IX Congres Intern. Sediment., Nice, 1975.
- Bourbon M., Caron J., Lemoine M., Tricart P.* Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes): nouvelle interpretation et consequences geodynamiques. "Bull. Soc. geol. France", (Supp. Bull. t. 21, № 4), fasc. 4, 1979.
- Bourcois J.* Pre-Transit fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean: Discussion. "Geol. Soc. Amer. Bull.", v. 91, 1980, № 10.
- Bremer H.* Geology of the Coastal Regions of Southwestern Turkey. In: "Geology and History of Turkey". Tripoli, Libya, 1971.
- Brinkmann R., Izdar E.* Excursions near Izmir and Monisa. In: "Geology and History of Turkey". Tripoli, Libya, 1971.
- Brinkmann R.* Geology of Turkey. Stuttgart, 1976.
- Brunacci S., Manganelli V.* Geologia della zona ofiolitica compresa tra Murlo e Pari (Prov. di Siena e di Grosseto) "Ofioliti", v. 5, 1980, № 2/3.
- Brunn J., Dumont J., Graciansky de P.* et al Outline of the Geology of the Western Taurids. In: "Geology and History of Turkey", Tripoli, Libya, 1971.
- Brunn J. H.* Le probleme de l'origine des nappes et leurs translations dans les Taurides occidentales. "Bull. Soc. Geol. France". C. XVI, 1974, № 2.
- Burgath K., Kockel F., Mohr M., Raschka H.* A complex of sheeted dykes and pillow lavas in the southern part of the Chalkidiki Peninsula, Greece. In: Abstracts of papers of "Intern. ophiolite symposium", Nicosia, 1979.
- Cakir U., Juteau T., Whitechurch H.* Nouvelles preuves de l'ecailage intra-oceanique, precoce des ophiolites tethysiennes: les roches metamorphique intra-peridotitiques du massif de Pozanti—Karsanti (Turquie). "Bull. Soc. Geol. France", t. XX, 1978, № 1.
- Capan U.* Approaches to internal structure petrology and petrochemistry of ophiolite massifs of Taurus belt (Marmaris, Mersin, Pozanti, Pinarbasi and Divrigi). "Ofioliti". v. 5, 1980, № 2/3.

- Cocozza T. Structural pattern of Sardinia. In: „Structural Model of Italy“, Roma, 1975
- Compagnoni R., Fiora L., Kienast I. a.e. The metamorphic ophiolites of the Monviso massif (Western Alps). In: Abstracts of papers „Intern. ophiolite symposium“, Nicosia, 1979.
- Cortesogno L. Segnalazione preliminare di oficarbonatiti a metamorfismo Alpino polifasico al contatto tra serpentinoscisti e calcescisti nel Massiccio di Voltri. „Ofioliti“, v. 5, 1980, № 1.
- Cortesogno L., Galbiati B., Principi G. Descrizione dettagliata di alcuni caratteristici affioramenti di breccie serpentinitiche della Liguria orientale e interpretazione in chiave geodinamica. „Ofioliti“, v. 6, 1981, № 1.
- Cortesogno L., Galbiati B., Principi G., Venturelli G. Le breccie ofiolitiche della Liguria orientale: nuovi dati e discussione sui modelli paleogeografici. „Ofioliti“, v. 3, 1978, № 2/3.
- Dal Piaz G., Von Raumer J., Sassi, Zanettin B., Zanferrari. Geological outline of the Italian Alps. In: „Geology of Italy“. Tripoli, 1975.
- Davies R. G., Jones C. R., Hamzepour B. Geology of the Masuleh Sheet (Northwest Iran). „Geol. Survey of Iran“, 1972, Report № 24.
- Davoudzadeh M. Geology and Petrography of the Area North of Nain, Central Iran. „Geol. Survey of Iran“, 1972, Report № 14.
- Daurer A. Short notes on the Idalp ophiolites (Engadin window, Tyrol, Austria) „Ofioliti“, v. 5, 1980, № 1.
- Decandia F., Elter E. Carta Geologica Della zona del Bracco nel settore fra Levanto e M. Zatta. S 1:25000, 1970, Firenze.
- Delaloye M., Souza H., Wagner J., Hedley J. Isotopic ages on ophiolites from the Eastern Mediterranean. In: Abstracts of papers of „Intern. ophiolite symposium“, Nicosia, 1979.
- Delaloye M., Desmet A., Desmons J., Lapierre H., Rocci G., Gagny G., Parrot J. More geochronological data about the Troodos ophiolite, Cyprus. In: Abstracts of papers of „Intern. ophiolite symposium“ Nicosia, 1979.
- Delaloye M., Desmet A., Desmons J., Gagny G., Rocci G. Geochronological interpretation of the Troodos sheeted dyke complex. „Ofioliti“, v. 5, 1980, № 1.
- Delaloye M., Piskin O., Selcuk H., Vuagnat M., Wagner J. Geological section through the Hatay ophiolite along the Mediterranean coast, Southern Turkey. „Ofioliti“ v. 5, 1980, № 2/3.
- Dewey J., Pitman W., Ryan W., Bonin J. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. „Geol. Soc. Amer. Bull.“, 1973, № 10.
- Dimitrijevič M., Dimitrijevič M. The polyphase melange of the Vardar zone. „Bull. Soc. geol. France“, t. XVIII, 1976, № 2.
- Dimitrijevič M. The Dinarides: a model based on the new global tectonics. In: „Metallogeny and concepts of the Geotectonic development of Yugoslavia“. Belgrade, 1974
- Djordjevič P., Knezevič V., Milojkovič R. Triassic and Jurassic volcanic rock series of the Jugoslaven Dinarides. In: Abstracts „Intern. ophiolite sympos.“, Nicosia, 1979.
- Dragasevič T. Contemporary structure of the Earth's crust and upper Mantle on the territory of Yugoslavia. In: „Metallogeny and concepts of the Geotectonic development of Yugoslavia“. Belgrade, 1974.
- Elter P. La zona ofiolitica del Bracco nel Quadro dell'Appennino settentrionale. In: „Guida alle escursioni“. Pacini—Pisa, 1972.
- Elter P. L'ensemble liquo. „Bull. Soc. Geol. France.“, 1975, № 6.
- Ernst W. G. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. „Bull. Geol. Soc. Amer.“ 84, 1973.
- Ferrara G., Innocenti F., Ricci C., Serri G. Ocean-floor affinity of basalts from North Apennine ophiolites: geochemical evidence. „Chemical Geology.“, 17, 1976
- Förster H. Association of volcanic rocks in the Mountains south of Sabzevar (NE Iran). In: „Intern. Geol. Congr. Rep. —XXIII Session“, v. 2, Proc. Section 2, Volcanism and tectogenesis. Prague, 1968.

- Folk R., McBride E. Radiolarites and their relation to subjacent „Oceanic Crust“ in Liquaria, Italy. „Journ. Sediment. Petrol.“. v. 48, 1978, № 4.
- Fourquin C. L'Anatolie du Nord—Ouest, marge méridionale du continent européen, histoire, paléogéographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire: „Bull. Soc. geol. France.“ 6, t. 27, 1975.
- Galbiati B., Gianelli G., Principi G. Nuovi dati sulle ofioliti del Bargonasco e tentativo di una loro ricostruzione paleogeografica. „Ofioliti“, v. 1976, № 3.
- Garrison R. Radiolarian cherts pelagic limestones and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. In: Pelagic sediments on Land and Sea“. Sediment., 1974, № 1.
- Gass J. Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?. „Nature“, 1968, v. 22, № 5162.
- Gianelli G. Vara Supergroup ophiolite probably represents an ancient transcurrent fault zone. „Ofioliti“, v. 2, 1977, № 1.
- Gianelli G., Passerini P., Sguazzoni G. Studies on mafic and ultramafic rocks. 3. Some observations on mafic and ultramafic complexes north of the Bolikardag (Taurus, Turkey). „Bull. Soc. Geol. Ital.“, 1972, 91.
- Glennie K., Boeuf M., Clarke H., Moody-Stuart M., Pilaar W., Reinhardt B. Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geological evolution. „Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.“, v. 57, 1973, № 1.
- Grubić A. Eastern Serbia in the light of new global tectonics: consequences of this model for the interpretation of the tectonics of the northern branch of the Alpides. In: „Metallogeny and concepts of „the geotectonic development of Yugoslavia. Belgrad, 1974.
- Gruppo di Lavoro sulle Ofioliti Mediterranee I complessi ofiolitici e le unità cristalline della Corsica alpina. „Ofioliti“, v. 2, 1977, № 2/3.
- Hall R. Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey. „Bull. Geol. Soc. Amer.“, v. 87 1976, № 7.
- Hall R. Disrupted Tethyan ophiolites. In: Abstracts „Intern. ophiolite symposium“, Nicosia, 1979.
- Hall R. Ophiolites and passive continental margins. Abstracts „Ofioliti“, Suppl. al. vol. 6, 1981.
- Hoeck V. Ophiolitic and non-ophiolitic metabasic rocks in the Penninic zone of the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria). In: „Ophiolites and actualism“. „Ofioliti“. v. 6, 1981.
- Hoeck V. Ophiolites in Middle part of the Hohe Tauern. Austria. „Ofioliti“, v. 5, 1980, № 1.
- Ilhan E. The green rocks of Turkey: their importance for the tectonic pattern of the Mediterranean Alpine orogenic belt. In: „Intern. Geol. Congr. Report. Twenty-Second session“. India, part IV, 1964.
- Ilhan E. The structural features of Turkey. In: „Geology and History of Turkey“, Tripoli, Libya, 1971.
- Irwin W., Murchey B., Jones D., Kling S. Mid-Cretaceous radiolarites in Parapet Formation, Cyprus. „Ofioliti“, v. 5, 1980, № 2/3.
- Italian working group on Mediterranean ophiolites (GLOM). In: Abstracts Intern. ophiolite symposium. Nicosia, 1979.
- Jones J. G. Pillow lava as depth indicators. „Amer. Journ. Science“ v. 267, 1969, № 2.
- Koller F., Pahr A. The Penninic ophiolites on the Eastern end of the Alps. „Ofioliti“, v. 5, 1980, № 1.
- Lagabriele J. Ophiolites et croûte océanique tectonique et environnement sédimentaire. Apport des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitiques du Queyras (Alpes franco-italiennes). Thèse de doctorat de 3ème cycle. Université de Bretagne occidentale. Brest, 1982.
- Ianzafame G., Spadea P., Tortorici L. Provenienza ed evoluzione dei flysch Cretacico-Eocenici della Regione Calabro-lucana. II: Relazioni tra ofioliti e flysch Calabro-lucano. „Ofioliti“, v. 3, 1978, № 2/3.

- Lanzafame G., Spadea P., Tortorici L. Mesozoic ophiolites of Northern Calabria and Lucanian Apennine (Southern Italy). „Ofioliti“, v. 4, 1979, № 2.
- Lanzafame G., Spadea P., Tortorici L. Relazioni stratigrafiche tra ofioliti e Formazione del Frido nella Calabria settentrionale e nell'Appennino Lucano. „Ofioliti“, v. 4, 1979, № 3.
- Lemoine M. Eugeosynclinal Domains of the Alps and the Problem of past oceanic areas. In: Intern. Geol. Congress, session 24, section 3. „Tectonics“. Montreal, 1972.
- Lensch G. Geology and major element geochemistry of the ophiolites in North-Eastern Iran. In: Abstracts of papers of „Intern. Ophiolite symposium“, Nicosia, 1979.
- Leoni L. Le rocce silicee non detritiche dell'Appennino centro-settentrionale. Atti. Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie. A, 81, 1974.
- Majer V. Main characteristics of the last Northwestern part of the Mesozoic Dinaride ophiolite belt in the Banja area, Yugoslavia. In: Abstracts of papers of „Intern. ophiolite symposium“, Nicosia, 1979.
- Majidi B. The ultrabasic lava flows of Mashhad north east Iran „Ofioliti“, v. 4, 1979, № 2.
- Maksimovič Z. Some data on the composition of the upper Mantle in the Dinarides. In: „Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia“. Belgrade, 1974.
- Marcoux J., Ricou L. Classification des ophiolites et radiolarites alpino-mediterraneenes d'apres leur contexte paleogeographique et structural implications sur leur signification geodynamique. „Bull. Soc. geol. France“, t. XXI, 1979, № 5.
- Marinos G. Do the ophiolites of Eastern Central Greece represent an old oceanic crust? In: Abstracts „Intern. ophiolite symposium“, Nicosia, 1979.
- Mercier J., Vergely P., Bebieu J. Les ophiolites helleniques „obductees“ au Jurassique superieur sont-elles les vestiges d'un ocean tethysien ou d'une mer marginale peri-europeenne? „Bull. Soc. Geol. France“, 1975, № 4.
- Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites. „Journ. Geol.“, v. 83, 1975, № 2.
- Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. „Earth Planet. Sci. Letts“, 1973, № 19.
- Monetti P., Peccerillo A., Poli G. Rare earth element distribution in Jurassic siliceous rocks from Northern Apennines (Italy). „Ofioliti“, v. 5, 1980, № 2.3.
- Moore E., Vine F. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implications „Phil. Trans. R. Soc.“, 1971, A 268.
- Naylor M., Harle T. The Palaeogeographic significance of rocks and structures beneath the Vourinos ophiolite. N. Greece. „Ofioliti“, v. 2, 1977, № 1.
- Nisbet E., Price I. Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited ocean ridge-derived sediments. In: „Pelagic Sediments: on land and under the sea“. Spec. publ. № 1, „International Assoc. Sedimental“, 1974.
- Nocera S., Scandone P. Triassic nannoplanktonimestones of deep basin origin in the Central Mediterranean region. In: „Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology“, Amsterdam, 1977, 21.
- Norman T. Flow features of Ankara Melange. In: „Congress International di Sedimentologie“, Theme IV, Nice, 1975.
- Ozkaya I. Origin and tectonic setting of some melange units in Turkey. „Journ. of Geology“, v. 90, 1983, № 3.
- Pamič J., Majer V. Ultramafic rocks of the Dinaride central ophiolite zone in Yugoslavia. „Journ. Geol.“, v. 85, 1977, № 5.
- Pamič J., Sestini G., Adib D. Alpine magmatic and metamorphic processes and plate tectonic on Zagros range of Iran. „Geol. Soc. Amer. Bull.“, p. 1, v. 90, № 6, 1979.
- Parrott J. The Baër-Bassit (Northwestern Syria) ophiolitic area. „Ofioliti“, v. 2, 1980, special issue. Tethyan ophiolites: Eastern area.
- Pearce J. Genesis and eruptive environment of lavas from Tethyan ophiolites. In: Abstracts of papers of „Intern. ophiolite symposium“, Nicosia, 1979.

- Pe-Piper G.* Geochemistry, tectonic setting and metamorphism of Mid-Triassic volcanic rocks of Greece. „Tectonophysics“, v. 85, 1982, № 3—4, p. 253—272.
- Piccardo G.* Le ofioliti dell'Areale Ligure: petrologia e ambiente geodinamico di formazione. „Soc. Ital. Mineral e. Petrol.“, 1977, 33, № 1.
- Piccardo C., Messiga B., Mazzucotelli A.* Chemical petrology and geodynamic evolution of the ophiolitic metavolcanites (prasinities) from the Voltri massif, Piemontese ophiolite nappe (Western Liguria, Italy). „Ofioliti“, v. 4, 1979, № 3.
- Prasad U., Singh B., Chosh D.* Petrochemical characteristics of basic and ultrabasic rocks of Dras area „Indus ophiolite belt“, Ladakh, India. In: „Intern. ophiolite symposium“, Nicosia, 1979.
- Ray.* Geotectonic of the ophiolites of the East Indian orogene. In: „Intern. Ophiolite symposium“, Nicosia, 1979.
- Robertson A., Hudson J.* Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of Cyprus. In-Spec. Publ., „International Assoc. Sediment.“, 1974, № 1.
- Robertson A.* Cyprus umbers: basalt—sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge. „Journ. Geol. Soc.“, Lond., 1975, v. 131.
- Robertson A., Woodcock W.* Mamonia complex, southwest Cyprus: evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin. „Geol. Soc. Amer. Bull.“, v. 90, 1979, № 7.
- Satian M. A.* Lithology and paleogeography of the ophiolite depression of Armenia (The Minor Caucasus) In: „IX Congress international de sedimentologie rep.“, Theme V, Nice.
- Schwan W.* Geology and Tectonics of the Central Amanos Mountains of Turkey. In „History and Geology of Turkey“, Tripoli, 1971.
- Schlager W., Schlager M.* Clastic sediments associated with radiolarites (Touglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). „Sedimentology“, v. 20, 1973, № 1.
- Seismic investigation of crustal and upper mantle structure of the northern Apennines and Corsica. In: „Intern. Sympos. on the str. history of the Mediterranean basins“. Paris, 1977.
- Sengör C., Yilmaz Y., Ketin J.* Remnants of pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? „Geol. Soc. Amer. Bull.“, p. 1, v. 91, 1980, № 10.
- Sengör C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. „Tectonophysics“, 75, 1981.
- Sestini G.* The relations between flysch and serpentinites in northcentral Turkey. In: „Geology and History of Turkey“, Libya, Tripoli, 1971.
- Sierp N., Issakhanian V., Brants A.* The geological environment of the Chahar Gonbad copper mine. „Geol. surv. Iran., Rep“. 16, 1969.
- Smith A.* Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. „Geol. Soc. Amer. Bull.“, v. 82, 1971, № 8.
- Steklin J., Eftekhan-nezhad J., Nushmand-zadeh.* Central Lut Reconnaissance East Iran. „Geol. Survey Iran Report.“, 1972, № 22.
- Stepanov D. L., Golschani F., Stöcklin J.* Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. „Geol. Surv. Iran“. Rep. № 12, 1969.
- Stratigraphic Lexicon of Iran. Part I. In: Central, North and East Iran. „Geol. Survey of Iran.“, 1971, Report № 18.
- Stride A. H., Belderson R. H., Kenyon N. H.* Evolving miogeanticlines of the East Mediterranean (Hellenic, Calabrian and Cyprus Outer Ridges). „Philos. Trans. Royal Soc.“, v. 284, 1977, № 1322.
- Sun S., Nisbet W.* Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. „Ofioliti“, v. 5, 1980, № 1.
- Sussli P.* The Geology of lower Haraz Valley Area. Central Alborz. „Geol. Surv. Iran“, 1976, Rep 1976, № 38.
- Takin M.* Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature, v. 235, 1972.
- Taraz H.* Geology of the Surmaq—Deh Bid Area Abadeh. Region, Central Iran. „Geol. Survey of Iran.“, 1974, Report № 37.

- Thuizat Rt. Montigny R.* K-Ar geochronology of three Turkish ophiolites. In: Abstracts of papers „Intern. ophiolite symposium“ Nicosia, 1979.
- Trumphy R.* Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. „Amer. J. of Science.“, 1975,—Av. 275.
- Ugurtas G.* The geology and petroleum prospects of the Tuz Golu basin. „Bull. Mineral. research and explor. Institute of Turkey“, 1975, № 85.
- Usenmes S.* Geology of the Gandır (Kalecik Area). „Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turk.“, 1977, № 83.
- Venturelli G., Frey M.* Anchizone metamorphism in Sedimentary sequences of the Northern Apennines. „Soc. It. Mineral. e petrologia.“, 33, 1977, № 1.
- Vergely P.* Chevauchement vers l'Ouest et retrocharriage vers l'Est des ophiolites: deux phases tectoniques au cours du Jurassique superieur—Eocretace dans les Hellenides internes. „Bull. Soc. Geol. France“, v. 18, 1976, № 2.
- Watters W. A., Etminan H.* Manganese in Iran. „Geol. Surv. of Iran“, 1973, Report № 21.
- Wells A.* The Crush Zone of the Iranian Zagros Mountains and its implications. „Geol. Mag.“, v. 106, 1969.
- Wesel F., Mezzadri G., Chiari R., Galle F., Vernia L.* Preliminary petrographic description of some rocks in the Sardinian basin (Tyrrhenian sea). „Ofioliti“, v. 5, 1980, № 1.
- Whitechurch H.* The metamorphic soles of some Tauric ophiolites. In: „Abstracts Intern. ophiolite symposium“. Nicosia, 1979.
- Wolfart R.* Zur Entwicklung der palaözoischen Tethys in Vorderasien. Erdöl und Kohle, 1967, № 3.
- Zanzuchi G.* La geologia dell'alta Val Parma. „Min. Soc. Geol. It.“, 4, 1963.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Введение</i>	5
<i>Глава 1. О применяемых терминах</i>	7
<i>Глава 2. Геологическая характеристика офиолитовой ассоциации Передней Азии и Средиземноморья</i>	9
2.1. <i>Малая Азия</i>	9
2.1.1. Северо-Анатолийская офиолитовая зона	10
2.1.2. Южно-Анатолийская офиолитовая зона	15
2.1.3. Восточно-Средиземноморская офиолитовая зона	19
2.2. <i>Малый Кавказ</i>	21
2.2.1. Севанская офиолитовая зона	21
2.2.2. Зангезурская офиолитовая зона	31
2.2.3. Вединская офиолитовая зона	37
2.2.4. О возрасте пород офиолитовой ассоциации	42
2.3. <i>Иран</i>	45
2.3.1. Южно-Эльбурская офиолитовая зона	45
2.3.2. Бафт-Наинская офиолитовая зона	47
2.3.3. Восточно-Лутская офиолитовая зона	48
2.3.4. Загросская офиолитовая зона	48
2.4. <i>Оман</i>	50
2.5. Стратифицированные формации офиолитовой серии	51
2.6. Динаро-Эллинды	55
2.7. Апеннины и бассейн Тирренского моря	60
2.8. Альпы	66
2.9. Стратифицированные формации офиолитовой серии	70
<i>Глава 3. Ряды стратифицированных формаций и вопросы типизации региональных офиолитовых серий мезозоя</i>	72
3.1. Соотношение габбро и гипербазитовой формации со стратифицированными формациями офиолитовой серии	73
3.2. Опыт типизации офиолитовых серий региона	74
<i>Глава 4. Особенности вулканизма и седиментации офиолитовых прогибов</i>	81
4.1. <i>Передняя Азия</i>	81
4.1.1. Вулканические породы	81
4.1.2. Кремнистые породы	85
4.1.3. Взаимодействие вулканизма и осадконакопления	91
4.1.4. Металлоносные осадки	92
4.1.5. Терригенные осадки	95
4.1.6. Офиолитокластические отложения	95
4.2. <i>Средиземноморье</i>	98
4.2.1. Вулканические породы	98
4.2.2. Радиоляриты, кремнистые глины, умбры	99
4.2.3. Офиолитокластические отложения	104
<i>Глава 5. Эпигенетическое преобразование стратифицированных пород</i>	106
<i>Глава 6. Мезотетис: тектонические реконструкции</i>	112
6.1. Домезозойская история развития региона	112
6.2. Офиолитовые пригибы Мезотетиса	125
6.2.1. Ряды формаций офиолитовых зон Малого Кавказа	128
6.2.2. Корреляция со смежными регионами Передней Азии	144
6.2.3. Тектонические реконструкции офиолитовых прогибов Малого Кавказа и смежных регионов Передней Азии	148
6.2.4. Тектонические реконструкции офиолитовых прогибов Средиземноморья	157
6.3. О современных гомологах офиолитовых прогибов	168
<i>Глава 7. Обсуждение и выводы</i>	173
<i>Заключение</i>	180
<i>Литература</i>	182

CONTENTS

Introduction	5
<i>Chapter 1.</i> On applicated terminology	7
<i>Capter 2.</i> Geological description of Front Asia and Mediterranean ophiolite association	9
2. 1. <i>Asia Minor</i>	9
2. 1. 1. The North-Anatolian ophiolite zone	10
2. 1. 2. The South-Anatolian ophiolite zone	15
2. 1. 3. The East-Mediterranean ophiolite zone	19
2. 2. <i>Minor Caucasus</i>	21
2. 2. 1. The Sevan ophiolite zone	21
2. 2. 2. The Zangeoor ophiolite zone	31
2. 2. 3. The Vedi ophiolite zone	37
2. 2. 4. On age of rocks of ophiolite association	42
2. 3. <i>Iran</i>	
2. 3. 1. The South-Elburs (Alborz) ophiolite zone	45
2. 3. 2. The Baft-Nain ophiolite zone	47
2. 3. 3. The East-Lut ophiolite zone	48
2. 3. 4. The Zagros ophiolite zone	48
2. 4. <i>Oman</i>	50
2. 5. Stratified formations of ophiolite series	51
2. 6. Dinaro- Hellenides	55
2. 7. The Apennines and basin of Tyrrhenian Sea	60
2. 8. The Alps	66
2. 9. Stratified formations of ophiolite series	70
<i>Chapter 3.</i> The sets of stratified formations and the questions of typification of regional Mesozoic ophiolite series	72
3. 1. Correlation of gabbro and ultrabasic formation with stratified formations of ophiolite series	73
3. 2. On typification of regional ophiolite series	74
<i>Chapter 4</i> Features of volcanism and sedimentation of ophiolite troughs	81
4. 1. Front Asia	81
4. 1. 1. Volcanic rocks	81
4. 1. 2. Silicious rocks	85
4. 1. 3. Interaction of volcanism and sedimentation	91
4. 1. 4. Metalliferous sediments	92
4. 1. 5. Terrigenous deposits	95
4. 1. 6. Ophiolitoclastic deposits	95
4. 2. The Mediterranean	98
4. 2. 1. Volcanic rocks	98
4. 2. 2. Radiolarites, siliceous claus and umbers	99
4. 2. 3. Ophiolitoclastic deposits	104
<i>Chapter 5</i> Epigenetic transformations of stratified rock	106
<i>Chapter 6</i> Mesotethys: tectonic reconstructions	112
6. 1. Premesozoic history of evolution of the region	112
6. 2. Ophiolite troughs of Mesotethys	125
6. 2. 1. The sets of formations of the Minor Caucasus ophiolite zones	128
6. 2. 2. Correlation with adjacent regions of Front Asia	144
6. 2. 3. Tectonic reconstructions of ophiolite troughs of the Minor Caucasus and adjacent regions of Front Asia	148
6. 2. 4. Tectonic reconstructions of ophiolite troughs of the Mediterranean	157
6. 3. On contemporary homologue of of ophiolite troughs	168
<i>Chapter 7.</i> Discussion and inferences	173
Conclusion	180
Bibliography	182

САТИАН МАРЛЕН АКИМОВИЧ

ОФИОЛИТОВЫЕ ПРОГИБЫ МЕЗОТЕТИСА

Редактор издательства В. АМИРХАНИЯ
Худ. редактор Г. Н. ГОРЦАКАЛЯН
Тех. редактор А. М. МАНУЧАРЯН
Корректор Л. С. АЗАТЯН

ИБ № 802

Сдано в набор 17.11.1983 г. Подписано к печати 24.08.1984 г.
ВФ.04397. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1. Шрифт «лат.», высокая печать.

Печ. л. 12,25+2 вкл. печ. л. 17,57+кр. от. Учетно-изд. л. 17,63.

Тираж 1000. Зак. № 904. Изд. № 6135. Цена 2 р. 70 коп.

Издательство АН АрмССР. 375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 243.

Типография-Издательства АН АрмССР, 378310, г. Эчмиадзин.