

А.Л. Книппер

ОКЕАНИЧЕСКАЯ
КОРА
В СТРУКТУРЕ
АЛЬПИЙСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ
ОБЛАСТИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

A. L. KNIPPER

THE OCEANIC CRUST
IN THE STRUCTURE
OF THE ALPINE
FOLDED BELT

(SOUTH EUROPE,
WESTERN PART OF ASIA AND CUBA)

Transactions, vol. 267



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW

1975

А. Л. КНИППЕР

П1

ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА
В СТРУКТУРЕ
АЛЬПИЙСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
(ЮГ ЕВРОПЫ,
ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АЗИИ И КУБА)

551.24

Труды, вып. 267



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1975



Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). А. Л. Книппер. Труды ГИН АН СССР, вып. 267. М., «Наука», 1975 г.

Это фундаментальное исследование посвящено внутреннему строению офиолитового комплекса, его современному и палеотектоническому положению в складчатых областях альпийского возраста. Сделан вывод, что на месте современной Альпийской складчатой области в мезозое существовал обширный океанический бассейн Тетис, возникновение которого связано с растяжением синалического фундамента, а замыкание — с его сжатием.

Работа содержит ряд конкретных вопросов, касающихся методики картирования офиолитовых комплексов.

Табл. 2. Илл. 76. Библ. 246 назв.

Редакционная коллегия:

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

Ответственный редактор

Н. А. Штрейс

Editorial board:

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

Responsible editor

N. A. Shtreis

«Чтобы выдвигать научные проблемы и вести дальнейшие исследования, необходимы обобщающие гипотезы. Даже приближенные или не вполне корректные предположения способствуют определению решающих направлений исследований, необходимых для научного прогресса. Без набросков рабочей гипотезы сбор данных вслепую, хотя он и именуется объективным и беспристрастным, расточителен и, как правило, приносит мало пользы. Такой подход к делу приводит к накоплению массы малозначащих данных сомнительной ценности».

(ХЕСС, 1969, стр. 246)

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы интерес к породам офиолитового комплекса складчатых областей континентов достиг небывалого размера. Заново исследуются отдельные разрезы этой серии, вновь картируются крупные регионы, создаются специальные «офиолитовые» комиссии, созываются многочисленные научные симпозиумы и совещания. Все это вызвано волной исследований, порожденных гипотезой новой глобальной тектоники, заставляющей искать иных связей между давно установленными геологическими фактами и пересмотреть ряд устоявшихся научных гипотез и аксиом. Повышенный интерес к офиолитовым поясам в настоящее время объясняется тем, что сторонники гипотезы растекающегося океанического дна видят в этих зонах реликты ископаемых срединно-океанических хребтов, которые некогда возвышались на дне океанических впадин. В результате геологических и геофизических исследований, проведенных как на континентах, так и в акваториях, получено огромное количество нового фактического материала, требующего осмысления.

Интерес к образованиям офиолитовой серии, особенно к ее ультраосновным породам, возник несколько раньше, в конце сороковых — начале пятидесятых годов нашего века, когда исследование гипербазитов перестало быть уделом петрографов и петрологов, изучавших в основном само вещество ультраосновных пород. Эти породы стали предметом пристального изучения картировщиков и тектонистов, которые, естественно, основное внимание уделяли взаимоотношениям ультраосновных тел (как единого целого) с окружающими породами, их положению в структуре определенного региона и месту в истории геологического развития. Один из первых результатов исследований — факт отсутствия высокотемпературных контактов вмещающих пород с массивами альпинотипных перидотитов, что сразу поставило под сомнение гипотезу магматического становления этих пород в верхней части земной коры. В результате этих исследований была вновь возрождена гипотеза холодного внедрения ультраосновных тел в верхней части земной коры, высказанная еще в 1882 г. на Болонском конгрессе канадским геологом Т. С. Хантом. В советской литературе в этой плоскости вопрос был впервые поставлен С. В. Москалевой, в ее многочисленных работах, посвященных ультраосновным породам Урала, где они трактовались как выходы мантии.

Еще до рождения гипотезы растекающегося океанического дна и гипотезы новой глобальной тектоники в 1960 г. в Лаборатории сравнительной тектоники и магматизма Геологического института АН СССР по инициативе ее заведующего Н. А. Штрейса было начато изучение тектонического положения магматических комплексов геосинклиналей и платформ, характеризующих разные стадии развития этих крупных тектонических форм. В этом исследовании мне была поручена разработка вопросов инициального геосинклинального магматизма, которыми я

начал заниматься с 1962 г. Сначала эти работы были направлены на изучение только альпинотипных гипербазитов. После проведения этих работ я пришел к выводу об их холодном внедрении из глубин верхней мантии в верхние части земной коры. Результаты исследований неоднократно публиковались в печати. Наиболее значительными публикациями следует считать работы 1968 и 1969 гг. (Книппер, 1968, 1969). Однако впоследствии оказалось, что ряд геолого-тектонических проблем не может быть решен только на основании исследования ультраосновных пород, и в круг изучения были вовлечены остальные породы офиолитовой ассоциации — различные габброиды, габбро-амфиболиты, а также продукты подводного базальтоидного вулканизма и связанные с ними пелагические осадки.

Настоящая работа основана на тщательном исследовании пород офиолитовой ассоциации Малого Кавказа, где мною в течение полевых сезонов 1962—1964, 1966—1971 гг. проводились детальные геологические работы в зоне распространения офиолитового комплекса, а в 1965, 1968 и 1970 гг. были посещены и с разной степенью детальности изучены основные выходы офиолитовой ассоциации в пределах о. Куба. Кроме того, совместно с В. Ф. Морковкиной и С. И. Гавриловой мною был сделан ряд пересечений Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале. Очень полезными оказались также совместные с А. В. Пейве кратковременные экскурсии в Лигурийские Альпы и Иран, где П. Пассерини (в Италии) и И. Штёклин (в Иране) показали необычайно интересные геологические объекты.

Таким образом, в настоящей работе обобщен фактический материал, собранный мною во время многолетних полевых исследований зон распространения офиолитовых комплексов. Однако этого материала оказалось недостаточно для решения некоторых чисто тектонических вопросов и в первую очередь вопросов, связанных с положением пород офиолитовой ассоциации в первичной структуре крупных складчатых областей. Поэтому в работе использован также обширный литературный материал по геологии офиолитовых серий Италии, Югославии, Албании, Греции, Турции, Сирии и Ирана.

Настоящая работа целиком посвящена внутреннему строению и тектоническому положению пород офиолитового комплекса Альпийской складчатой области юга Европы, западной части зарубежной Азии и Кубы. Этот комплекс почти все геологи выделяют в формацию, изверженные породы которой имеют магматическое происхождение и близкое время образования. Такая точка зрения впервые была сформулирована Г. Штейнманном (Steinmann, 1905, 1926). Внутри офиолитовой формации Г. Штейнманн выделил три группы пород («тройственный союз»), связанных как генетически, так и по времени образования, — ультрабазиты и габбро, спилиты, радиолариты. Г. Штейнманн относил офиолитовую формацию к самым начальным, доскладчатым циклам развития геосинклинали. В дальнейшем эта точка зрения была поддержана в 1940 г. Г. Штилле (1964а, б), в Советском Союзе — Ю. Билибиным (1955).

После работ Г. Штилле за офиолитовой формацией окончательно утвердилось место в этапе инициального доскладчатого магматизма. Вплоть до настоящего времени эта точка зрения об одновременности всех членов офиолитовой формации и их доскладчатом происхождении имеет очень широкое распространение среди геологов всего мира. Ниже мы постараемся показать, что эта гипотеза вряд ли справедлива. В предлагаемой работе затронут ряд проблем, тесно связанных не только с внутренним строением офиолитового комплекса, его современным и первичным тектоническим положением, но и с рядом общих вопросов тектоники. При решении этих тектонических проблем я старался не выходить за рамки решений, вытекающих из геологии офиолитовой ассоциации.

Некоторые выводы покажутся читателю спорными, а может быть и недоказанными, но автор надеется, что они смогут стать предметом обсуждения геологов и натолкнут их на переосмысливание некоторых устоявшихся гипотез и представлений.

Написание настоящей работы было бы немислимо без постоянной поддержки моих товарищей по работе. Я глубоко благодарен Н. А. Штрейсу за те идеи и советы, которые он постоянно давал мне в процессе работы и за ту научную щедрость, которую он проявил по отношению ко мне.

Искренне признателен я А. В. Пейве, чьи взгляды во многом способствовали становлению моих научных воззрений. Очень ценными были также обсуждения с ним конкретных геологических объектов в горах Малого Кавказа, Италии, Ирана и Кубы.

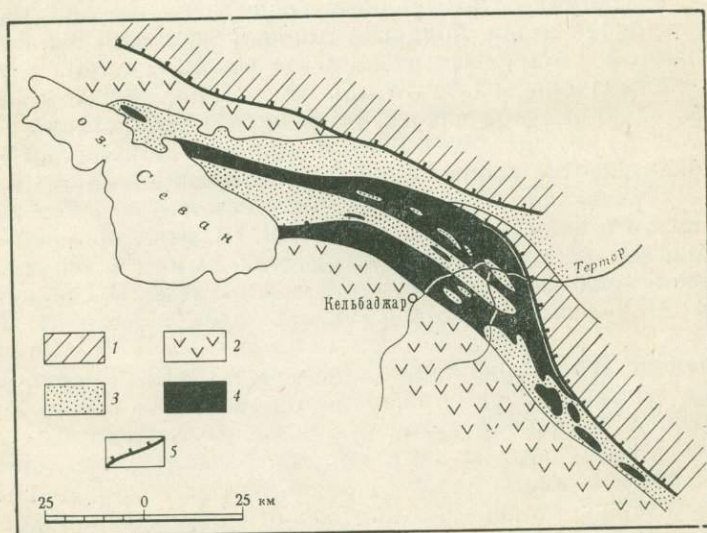
Настоящая работа рождалась в недрах дружного коллектива геологов, внутри которого я всегда мог получить необходимую научную консультацию, подвергнуться суровой, но доброжелательной критике. Приношу большую благодарность А. С. Новиковой, Т. Г. Павловой, И. С. Соловьевой, А. М. Лейтесу, Г. И. Макарычеву, М. С. Маркову и А. А. Моссаковскому за те советы, которым я многократно следовал в процессе написания этой работы. Многим обязан я спутникам по полевым исследованиям Ф. П. Харлову и А. Х. Славиной, чья помощь в экспедиционных условиях и при камеральной обработке материала была неоценимой.

ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ МАЛОГО КAVKAZA И ЕГО ВОЗРАСТ

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Выходы пород офиолитовой серии на Малом Кавказе известны уже давно. Их петрографическое описание, стратиграфическое и тектоническое положение достаточно подробно изложены в работах С. Б. Абовяна, Ш. А. Азизбекова, А. Т. Асланяна, А. А. Gabriеляна, В. Л. Егояна, М. А. Кашкая, Л. Н. Леонтьева, К. Н. Паффенгольца, В. П. Ренгартена, В. Е. Хаина, Э. Ш. Шихалибейли и многих других исследователей. Эти образования всеми геологами группируются в два крупных пояса. Северный, являющийся предметом настоящего исследования, протягивается от северо-восточного побережья оз. Севан на юго-восток, вплоть до среднего течения р. Акера (фиг. 1). Его продолжением на западе служат выходы офиолитов в районе г. Ленинакана. Южный пояс имеет значительно меньшую протяженность (в современной структуре) и расположен на левом берегу р. Аракс, к юго-западу и юго-востоку от г. Еревана.

В обоих поясах всеми геологами описываются обычные геосинклинальные офиолитовые комплексы, сложенные основными эффузивами и радиоларитами и прорванные интрузиями основных и ультраосновных пород. Возраст отдельных членов этой офиолитовой серии, как и всей



Фиг. 1. Схема распространения пород офиолитового комплекса в пределах Севано-Акеринской зоны

1 — юрские основные вулканиты; 2 — вулканогенные породы палеогена; 3 — осадочные образования мела — палеогена; 4 — офиолиты; 5 — надвиги

Таблица 1

Возраст пород офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны

Автор	Возраст								
	Домезозой	Верхняя юра	Неоком—апт	Альб	Сеноман	Турон	Нижний сенон	Верхний сенон	Верхний эоцен
К. Н. Паффенгольц (1941)									—
В. П. Ренгартен (1959)								---	—
Л. Н. Леонтьев, В. Е. Хаин (1949), Э. Ш. Шихалибейли (1964) и др.								---	—
С. Б. Абовян (1966)									—
С. А. Паланджян (1965), Л. С. Меликян и другие (1967)		—							
Г. С. Арутюнян (1967)		---				---			
В. Ф. Морковкина, Г. С. Арутюнян (1971)	—								
А. Л. Книппер (1965а, б; 1971а, б.)	—	---	---						

Примечание. Сплошная линия соответствует серпентинитам и габбро, штрихи — вулканогенно-осадочной серии.

ее в целом, вплоть до настоящего времени остается спорным, и различными группами исследователей трактуется по-разному.

На табл. 1 показаны представления ряда геологов, проводивших полевые исследования в пределах северного пояса — Севано-Акеринской зоны, выделенной под этим названием Э. Ш. Шихалибейли (1956, 1964). Взгляды этих исследователей на возраст отдельных групп пород офиолитовой формации стали основой многих геологических концепций.

В основу этих взглядов легли следующие геологические факты. Сторонники верхнеэоценового возраста ультраосновных пород и габбро основываются на прорывании гипербазитами фаунистически датированных верхнеэоценовых отложений в районе сел Шоржа и Джил. Группа последователей взглядов Л. Н. Леонтьева, В. Е. Хаина и Э. Ш. Шихалибейли главный упор делает на факте трансгрессивного перекрытия пород офиолитового комплекса базальными горизонтами кампана, что наблюдается во многих разрезах Севано-Акеринской зоны. Возраст же вулканогенной серии определяется по ее налеганию на фаунистически датированные отложения сеноманского яруса. Группа армянских геологов (Паланджян, 1965; Меликян и др., 1967) в своих выводах опирается на наличие огромного числа обломков офиолитовой серии в конгломератах нижнего сенона, которые залегают на размытой поверхности габбро-амфиболитов. Мною на основании находок обломков серпентинитов и габбро-амфиболитов в конгломератах сеноманского яруса было сделано предположение об их досеноманском (Книппер, 1965а, б) и даже докембрийском (Книппер, 1971а, б) возрасте. В составе этих же конгломератов были описаны обломки красных яшм и порфиритов.

Из всех этих на первый взгляд противоречивых данных геологи ищут выхода несколькими способами. Одни из них выделяют три фазы магматического внедрения ультраосновных пород и габбро (Асланян, 1958), другие, наоборот, предполагают наличие всего лишь одной фазы становления ультрабазитов (досеноманской или верхнеюрской), а факт прорывания более молодых отложений объясняют при помощи протрузивной гипотезы (Книппер, Костанян, 1964; Книппер, 1965б; Меликян и др., 1967), третьи наряду с наличием нижнесенонской офиолитовой формации

признают существование еще одного — верхнеюрского, по В. П. Ренгартену (1959), докембрийского, по Э. Ш. Шихалибейли (1967), палеозойского или докембрийского, по К. Н. Паффенгольцу (1934) — офиолитового комплекса, продукты размыва которого и переполняют вышеописанные обломочные толщи.

Установление возраста пород офиолитового комплекса имеет первостепенное значение не только для правильного понимания истории тектонического развития Малого Кавказа в целом, но и для некоторых общих вопросов теоретической геологии. Признание существования верхнеозоеновых ультраосновных интрузий немедленно повлечет за собой отрицание существования офиолитового комплекса этого возраста на территории Армении и Азербайджана, поскольку вулканогенные породы и радиолариты, являющиеся необходимыми членами офиолитовой серии, заведомо доэоеновые. Наличие же на исследованной территории офиолитовой серии нижнесенонского возраста будет говорить нам о резком отличии геологического развития этой области от остальной части Альпийского складчатого пояса, в пределах которого возраст офиолитовой ассоциации заведомо доальбский (Казьмин, 1966; Пейве, 1969). Существование верхнемеловой офиолитовой ассоциации, очевидно, также должно внести определенные поправки в представления о месте офиолитов в цикле развития складчатой области, поскольку подавляющее число геологов после работ Г. Штейнманна (Steinmann, 1905, 1926), Г. Штилле (1964а, б) и Ю. А. Билибина (1955) считают эти образования характерными для начального, «инициального» этапа геосинклинального магматизма. По мнению же большинства геологов, офиолитовый комплекс пород Малого Кавказа подстилается мощным разрезом вулканогенных и осадочных пород мелового и юрского возраста. Наиболее последовательным представителем этой точки зрения является Э. Ш. Шихалибейли (1964, 1966, 1967). Предположение о двух- или даже трехкратном внедрении ультраосновной магмы в область одного и того же прогиба также ставит Малый Кавказ в ряд уникальных геологических объектов, поскольку такого явления нигде в мире не наблюдалось. Таким образом, вопрос о возрасте офиолитовой серии Малого Кавказа приобретает принципиальное значение для понимания ряда общих геологических проблем.

Значительно меньше расхождений наблюдается в вопросе о способе становления альпинотипных перидотитов. По мнению большинства исследователей, гипербазиты Малого Кавказа внедрились в виде магматического расплава вдоль системы длительно живущих глубинных разломов, служивших подводными каналами не только для ультраосновной, но и основной магмы (габбро, габбро-амфиболиты, диабазы, базальты и др.).

Лишь недавно было высказано предположение, что эти гипербазиты являются отторженцами мантийного субстрата — фрагментами океанического ложа, внедрившимися в холодном виде во время эпох тектонических сжатий, периодически охватывавших складчатую систему Малого Кавказа (Книппер, 1968, 1969, 1970, 1971а, б; Пейве, 1969; Казьмин, 1971; Морковкина, 1971).

Как уже указывалось, наши основные исследования были сконцентрированы на северо-востоке Армянской ССР и прилегающей к ней части Азербайджана, т. е. в той зоне, которая известна широкому кругу геологов под названием Севано-Акеринской зоны. Сложное геологическое строение этой части Малого Кавказа, очевидно, вызвало и большое разнообразие взглядов на тектоническое строение и историю ее развития. За последние 20 лет в геологической литературе укрепилось мнение о наличии здесь крупных конседиментационных прогибов и поднятий (в настоящее время синклиналиев и антиклиналиев), возникших и замкнувшихся на разных этапах альпийской истории этого региона. Наиболее

полно эта точка зрения изложена в работах Л. Н. Леонтьева и Э. Ш. Шихалибейли. В настоящем разделе мы не собираемся подробно останавливаться на разборе взглядов многочисленных исследователей Малого Кавказа на историю возникновения и развития этой области — это будет сделано в соответствующих разделах, а коснемся лишь некоторых вопросов тектонического районирования этой части складчатой системы Малого Кавказа (складчатой зоны Армении, по К. Н. Паффенгольцу, 1934), что необходимо нам для дальнейшего описания структурно-фациальных зон, выделяемых на этой территории.

Наиболее подробное тектоническое расчленение интересующего нас региона было проведено Л. Н. Леонтьевым (1949) и Э. Ш. Шихалибейли (1956, 1964, 1966, 1967). Л. Н. Леонтьев в пределах левобережья р. Тертер выделил две крупные зоны, первая из которых — Сомхито-Карабахская — сложена главным образом юрскими вулканогенными образованиями. Расположенная южнее Севано-Курдистанская зона выполнена преимущественно меловыми и палеогеновыми породами и насыщена ультраосновными интрузиями. Внутри Сомхито-Карабахской зоны Л. Н. Леонтьев выделил ряд антиклинорий и синклинорий, из которых на исследованной территории находятся Мровдагский и Карабахский антиклинорий, разделенные Атеркской синклиналью, которая уже принадлежит Севано-Курдистанской зоне (фиг. 2).

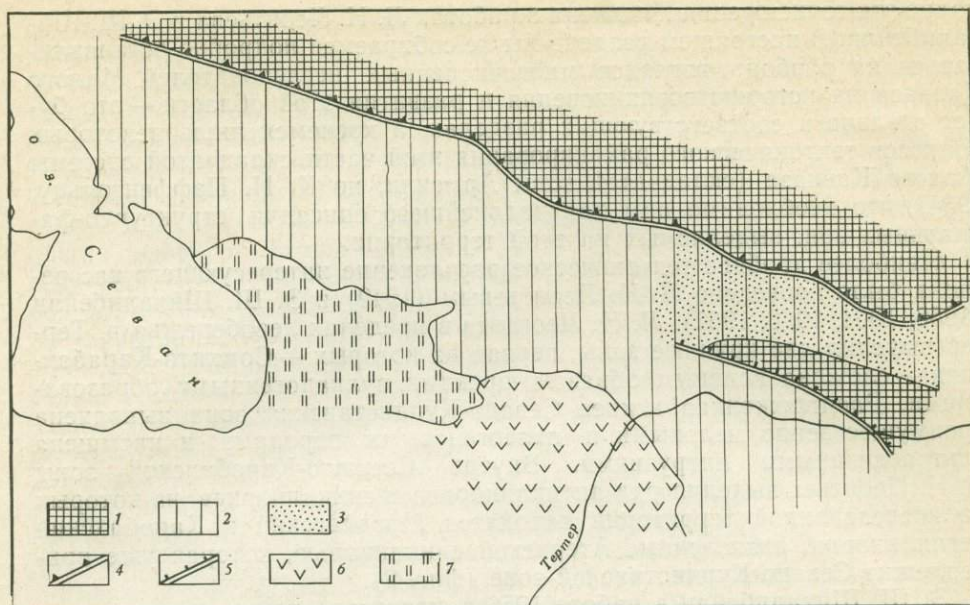
Э. Ш. Шихалибейли в работе 1956 г. несколько изменяет тектоническую схему Л. Н. Леонтьева для района развития меловых отложений. Для области, расположенной южнее Мровдагского антиклинория, им выделяется единая тектоническая зона — Севано-Акеринский синклинорий, в котором с севера на юг последовательно выделяются следующие структуры второго порядка: Тоурагайчайский синклинорий (Атеркская синклиналь Л. Н. Леонтьева), Восточно-Карабахский антиклинорий и Сарыбабинский синклинорий. Таким образом, Карабахский антиклинорий Л. Н. Леонтьева (1949), по мнению Э. Ш. Шихалибейли (1956, 1964), не принадлежит к Сомхито-Карабахской зоне, а является частным поднятием внутри Севано-Курдистанской зоны, которая с увеличением ее объема получает иное название — Севано-Акеринский синклинорий.

В дальнейшем Э. Ш. Шихалибейли (1966, 1967) переименовывает Севано-Акеринскую зону в Севано-Карабахскую, не меняя при этом ее тектонического смысла. Поскольку Сомхито-Карабахская зона Л. Н. Леонтьева изменяет свой объем, то внутри ее он выделил Сомхито-Агдамскую зону (фиг. 3).

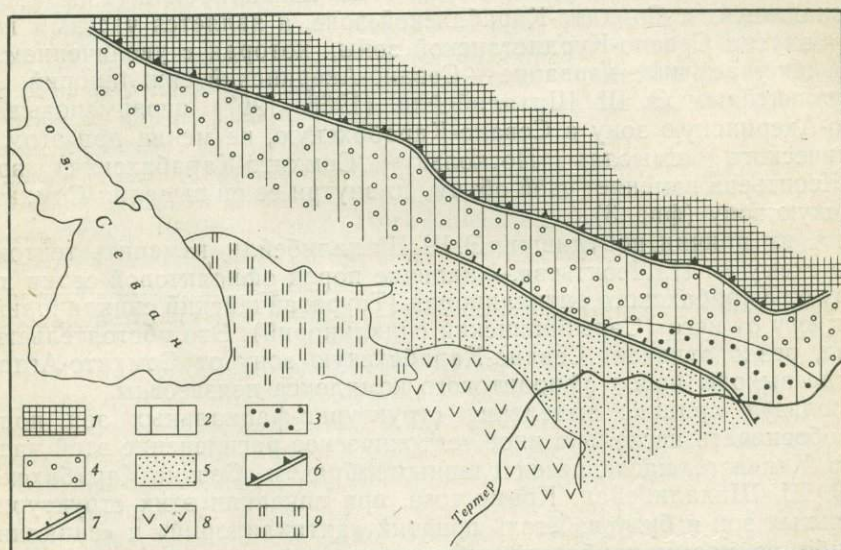
Одна из причин, побудивших Э. Ш. Шихалибейли изменить тектоническую схему Л. Н. Леонтьева, — наличие пород офиолитовой серии как к северу от Карабахского антиклинория (Тоурагайчайский синклинорий), так и к югу от него (Сарыбабинский синклинорий). Это обстоятельство, конечно, резко отличает Севано-Карабахскую зону от Сомхито-Агдамской, где выходы пород офиолитового комплекса неизвестны.

Используя принцип выделения структурно-фациальных зон, попытаюсь обосновать несколько иное тектоническое расчленение этой части Малого Кавказа, касающееся главным образом Севано-Карабахской зоны Э. Ш. Шихалибейли. Кроме того, при описании этих структурно-фациальных зон я буду избегать понятий «антиклинорий» и «синклинорий», ибо, по моему глубокому убеждению, те тектонические формы, которые наблюдаются в настоящее время в пределах этой части складчатой системы Малого Кавказа, ни по морфологии, ни по истории развития никакого отношения к «антиклинориям» и «синклинориям» не имеют. Ниже при описании структурно-фациальных зон мы попытаемся обосновать эту точку зрения, которая пока звучит декларативно.

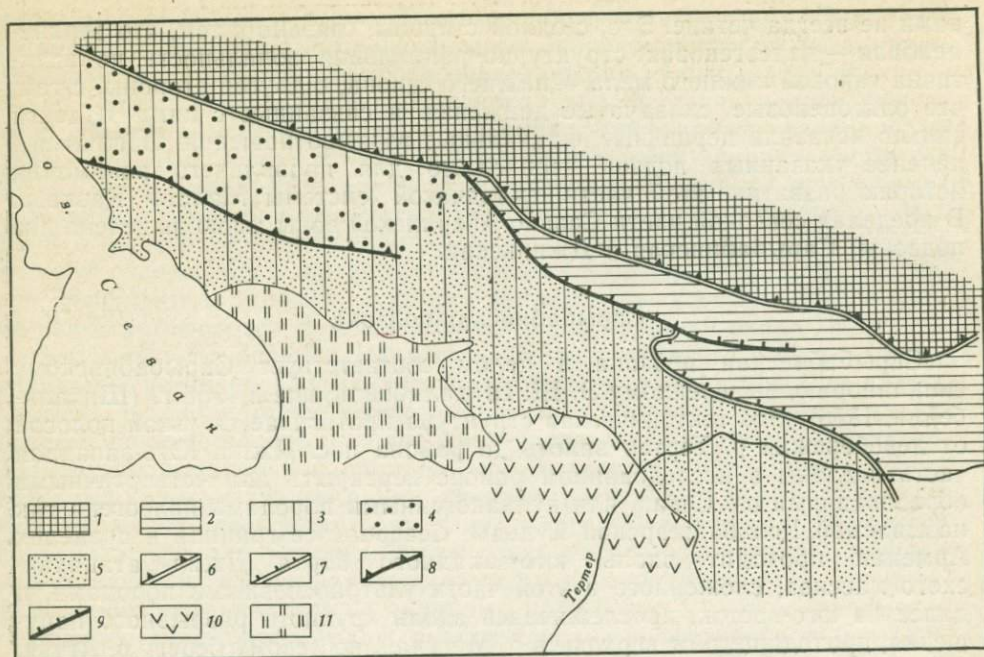
На левобережье р. Тертер, в пределах складчатой системы Малого Кавказа, с севера на юг выделяются структурно-фациальные зоны (фиг. 4): Сомхито-Агдамская, Карабахская и Севано-Акеринская.



Фиг. 2. Тектоническое районирование левобережья р. Тертер (по Л. Н. Леонтьеву)
 1 — Сомхито-Карабахская зона; 2 — Севано-Курдистанская зона; 3 — Атеркская синклиналь;
 4 — Мрвдагский надвиг; 5 — Карабахский надвиг; 6 — Кельбаджарская мульда; 7 — четвертичные
 отложения оз. Севан



Фиг. 3. Тектоническое районирование левобережья р. Тертер (по Э. Ш. Шихалибейли)
 1 — Сомхито-Агдамская зона; 2 — Севано-Карабахская зона; 3 — Карабахский антиклинорий;
 4 — Тоурагайчайский синклинорий; 5 — Сарыбабинский синклинорий; 6 — Мрвдагский надвиг;
 7 — Карабахский надвиг; 8 — Кельбаджарская мульда; 9 — четвертичные отложения оз. Севан



Фиг. 4. Тектоническое районирование левобережья р. Тертер

1 — Сомхито-Агдамская зона; 2 — Карабахская зона; 3 — Севано-Акеринская зона; 4 — Джилльская подзона; 5 — Сарыбабинская подзона; 6 — Мровдагский надвиг; 7 — Карабахский надвиг; 8 — Джилльский надвиг; 9 — Сосузлукский надвиг; 10 — Кельбаджарская «мульда»; 11 — четвертичные отложения оз. Севан

Сомхито-Агдамская зона идентична по объему таковой Э. Ш. Шихалибейли (1966, 1967). Карабахская зона включает Тоурагайчайский синклинорий и Карабахский антиклинорий Э. Ш. Шихалибейли (1956, 1964, 1966, 1967). Севано-Акеринская зона, выделенная Э. Ш. Шихалибейли (1956), используется нами в ином объеме — из нее исключаются Тоурагайчайский синклинорий и Карабахский антиклинорий.

Все эти зоны отличаются не только по морфологии слагающих их структур, но и по геологической истории. В частности, для Севано-Акеринской зоны, к описанию которой мы переходим, характерно наличие специфической тектонической формации — серпентинитового меланжа.

СЕВАНО-АКЕРИНСКАЯ ЗОНА

Севано-Акеринская зона протягивается от района Лысогорского перевала на юге до северо-восточного побережья оз. Севан на севере. Границы зоны в пределах левобережья р. Тертер показаны на фиг. 4.

Следует отметить, однако, что северо-западное продолжение Севано-Акеринской зоны здесь скрыто покровом четвертичных отложений оз. Севан и вулканогенными породами палеогена так называемой Кельбаджарской мульды. Северо-восточная граница Севано-Акеринской зоны более отчетлива и почти на всем протяжении проводится вдоль крупных надвигов: Мровдагского, Сосузлукского и Карабахского. В районе среднего течения р. Левчай граница Севано-Акеринской и Карабахской зон в некоторой мере условна и проводится вдоль восточной границы распространения серпентинитового меланжа, которая совпадает с восточным ограничением Левчайского габброидного массива.

Внутри Севано-Акеринской зоны выделены две подзоны, характеризующиеся определенным типом разреза. Границы между этими подзо-

нами не всегда четкие. Это, с одной стороны, связано с тем, что верхнемеловая — палеогеновая структурно-фациальная зональность не идентична таковой нижнего мела — нижнего сенона, с другой стороны, с тем, что олигоценовые складчатые движения и связанные с ними надвиги сильно исказили первичные фациальные взаимоотношения. Однако выделение указанных подзон необходимо для правильного понимания истории развития этой части складчатой системы Малого Кавказа. В пределах северной части Севано-Акеринской зоны мною выделено две подзоны: Сарыбабинская и Джильская.

Сарыбабинская подзона

Сарыбабинская подзона в целом соответствует Сарыбабинскому синклинию, выделенному Э. Ш. Шихалибейли еще в 1956 г. (Шихалибейли, 1956). Эта тектоническая структура протягивается узкой полосой от левобережья р. Тертер вплоть до района пос. Джил. Юго-западная часть подзоны в исследованном районе перекрыта или четвертичными образованиями оз. Севан, или вулканогенными породами палеогена так называемой Кельбаджарской мульды. Северная ее граница в пределах Армении проходит вдоль юго-западного борта Джил-Сатанахачского массива, сложенного в этой части ультраосновными породами, и далее на юго-восток, прослеживаясь вдоль крупного разрывного нарушения, проходящего от верховьев р. Магучай, по левому берегу р. Агчая, к северу от оз. Гей-гель, по левому берегу р. Левчай вплоть до района так называемого Левчайского габброидного массива. Далее к юго-востоку границей Сарыбабинской зоны служит Карабахский надвиг (Шихалибейли, 1966).

По характеру верхнемелового разреза и соотношению отдельных стратиграфических комплексов внутри Сарыбабинской подзоны выделены северо-западная и юго-восточная области.

Разрезы северо-западной области начинаются с нижнего сенона и наиболее полно вскрыты на северо-восточном побережье оз. Севан в районе сел Шишкая и Джанахмед. Здесь нижнесенонский разрез легко может быть разделен на три пачки, нижняя из которых сложена конгломератами красного цвета, средняя — конгломератами зеленого цвета, верхняя — переслаивающимися зелеными песчаниками и конгломератами. Конгломераты переполнены обломками пород офиолитовой ассоциации.

Вот как, например, выглядит разрез нижнесенонских отложений на южном склоне горы Агехуш. В основании склона вскрыты сильно брекчированные диабазы, внутри которых располагаются отдельные глыбы (линзы?) мраморизованных известняков. С севера эти породы ограничены узким линейным телом сильно рассланцованных серпентинитов. Выше по склону обнажаются красноцветные конгломераты, содержащие обильную хорошо окатанную гальку вулканогенных пород основного состава, красных яшм и известняков. Размеры галек колеблются от 5 до 10 см. Цементируются обломки мелкогалечным и песчанистым цементом того же состава. Местами цемент целиком состоит из дресвы, возникшей при перемыве габброидных пород. Здесь же находятся и мелкие обломки габбро. Вверх по разрезу породы этой пачки переходят в валунный несортированный фангломерат, в котором преобладают обломки разного типа известняков, часть из которых мраморизована. Помимо карбонатных пород встречены глыбы красных диабазов, красных яшм, фельзит-порфиоров, миндалекаменных порфиритов, зеленых кремнистых туфов. Величина отдельных плохо окатанных и несортированных глыб достигает 1 м³. По простиранию среди красных конгломератов являются пачки зеленых хорошо сортированных песчаников и конгломератов мощностью 5—10 м. Общая мощность пачки красноцветных

конгломератов около 200 м. Красные конгломераты вверх по разрезу постепенно сменяются пачкой зеленых конгломератов и песчаников. Нижняя часть пачки состоит из переслаивания зеленых песчаников и почти черных алевролитов, содержащих линзы и гнезда мелкогалечных конгломератов, переполненных обломками серпентинитов, габбро и зеленых диабазов. Среди этих пород как бы плавают крупные блоки (по 1—1,5 м³) розовых фельзит-порфириров. Внутри песчаников встречаются отдельные стяжения песчаных известняков с обломками фауны. Выше эти породы переходят в пачку хорошо окатанных конгломератов, в которой содержатся плоские и округлые гальки серпентинитов, фельзитов, порфириров, диабазов и других вулканогенных пород. Сравнительно редко встречаются гальки габбро. Мощность пачки около 150 м.

Эти породы сменяются 100-метровой пачкой тонкого и частого переслаивания песчаников, аргиллитов и алевролитов, в которых появляются очень редкие и тонкие пропластки черных мергелей, причем вверх по разрезу количество пропластков увеличивается. Эта часть разреза обладает явной ритмичной слоистостью. Выделяются 5-членные (мелкогалечный конгломерат, песчаник, алевролит, аргиллит, мергель), 4-членные (песчаник, алевролит, аргиллит, мергель), 3-членные (песчаник, алевролит, аргиллит) ритмы. Затем среди этих пород появляется пачка мощностью 5 м, сложенная песчанистыми и пелитоморфными известняками, вновь сменяющаяся песчаниками мощностью 10—15 м. Выше располагается монотонная толща пелитоморфных известняков и мергелей верхнего сенона. Общая мощность описанного разреза 450 м.

Поскольку нижняя часть разреза ограничена разрывным нарушением, то мы не можем говорить ни о полной мощности этих терригенных отложений, ни о характере налегания их на более древние породы.

В непосредственной близости от горы Агехуш, в 1,4 км к юго-востоку от сел. Инакдаг С. А. Паланджян (1965) установил непосредственное налегание конгломератов на размытую поверхность габброидов, что однозначно доказывает досенонский возраст последних.

Близкие по типу разрезы сохраняются вдоль всего южного и северного подножий Шахдагского хребта, вплоть до района села Шишкая. Однако внутри каждой пачки наблюдаются определенные фациальные изменения, заключающиеся главным образом в изменении состава обломков, их величины и степени сортированности.

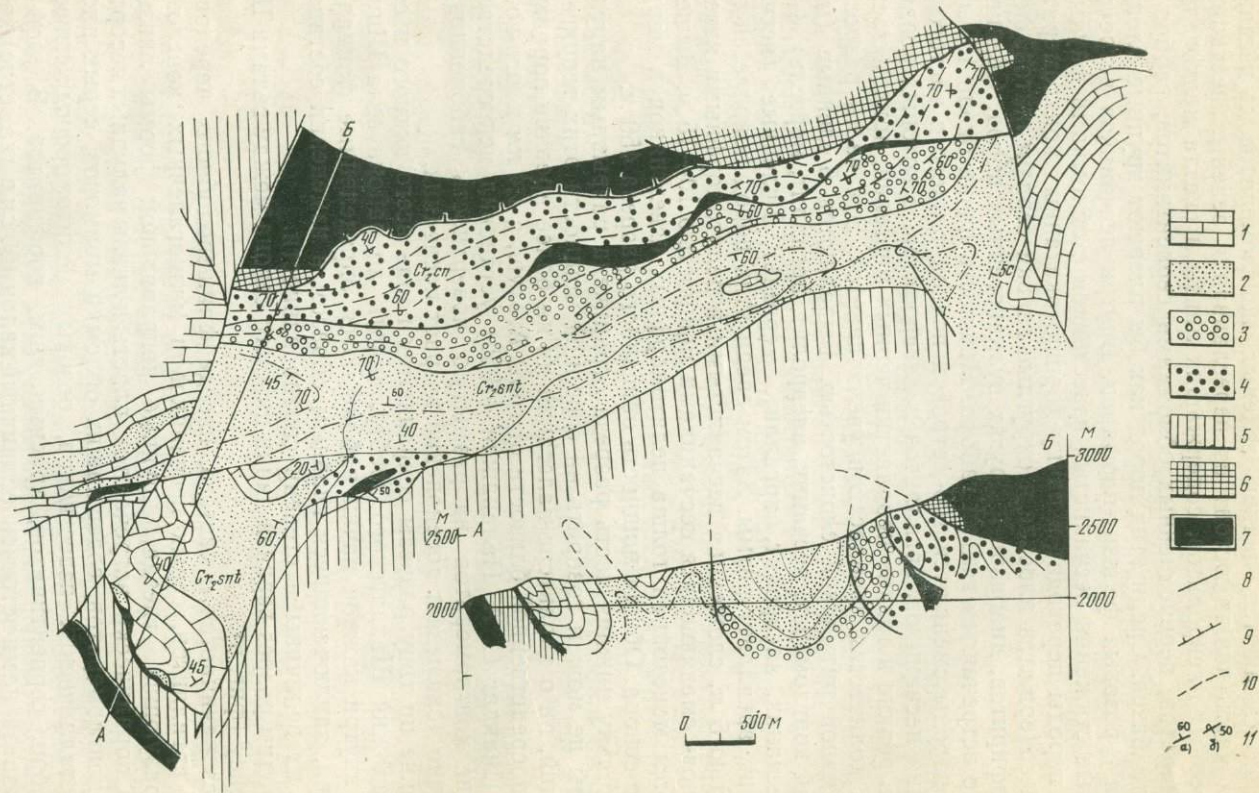
Приводим разрез верхней пачки нижнего сенона между селами Шишкая и Гейсу (фиг. 5).

Разрез начинается с частого, иногда флишеподобного чередования зеленых аргиллитов, серых песчаников и мелкогалечных конгломератов, образующих гнезда, крупные неправильной формы линзы и пласты. Спорадически встречаются пласты и линзы валунных несортированных конгломератов, содержащих обломки мраморов, серых пльичатых кристаллических известняков, розовых пелитоморфных известняков, габбро, серпентинитов, красных яшм, порфириров. В этой же части разреза нами встречен единичный валун (50 см в диаметре) хромитовой руды. Величина отдельных валунов в конгломератах достигает 1 м³. В аргиллитах как бы плавают огромные глыбы (до 10 м³) известняков, хлорит-полевошпатовых, хлорит-амфиболовых сланцев и амфиболитов. Величина глыб метаморфических пород достигает 2—3 м³.

Для песчано-глинистых пачек характерна перепутанная слоистость и сложные подводно-оползневые складки. К этой же части разреза приурочены линзы рудистых известняков. Среди рудист Н. Н. Бобковой определены *Vaccinites cf. giganteus* d'Hombres Fivmas, *Vaccinites cf. praesulcatus* Douville, *Durania* sp. ind., *Sauvagesia*(?) sp. ind. В целом этот комплекс фауны говорит о нижнесенонском возрасте вмещающих пород.

Фиг. 5. Геологическая карта района села Шишкой

- 1 — известняки верхнего сенон;
нижний сенон;
- 2 — переслаивание песчаников, ар-
гиллитов и конгломератов, ча-
сто глыбовых.
- 3 — конгломераты зеленого цвета,
- 4 — конгломераты красного цвета;
- 5 — эффузивно-осадочная толща;
- 6 — габбро и габбро-амфиболиты,
- 7 — серпентиниты;
- 8 — сбросы и взбросы;
- 9 — надвиги;
- 10 — предполагаемые простиранья;
- 11 — залегание пород (а — нормаль-
ное, б — опрокинутое); А — Б —
линия профиля



Вверх по разрезу породы постепенно сменяются чередующимися розовыми, красными и зелеными конгломератами. Состав обломков в них тот же, но они более мелкие, хорошо окатаны и сортированы. Эти обломочные породы переслаиваются с пластами малиновых плотных алевролитов и песчаников. Выше с постепенным переходом залегают известняки кампанского яруса. Мощность разреза около 250 м.

После работ В. П. Ренгартена (1959) нижнесенонский возраст описанных разрезов можно считать установленным. В последние годы разными исследователями этой зоны (Книппер, Костянян, 1964; Паланджян, 1965; Арутюнян, 1967; Меликян и др., 1967) в тех же отложениях была найдена обильная фауна, подтверждающая выводы В. П. Ренгартена.

В обоих описанных разрезах терригенные отложения нижнего сенона постепенно сменяются пелитоморфными известняками и мергелями верхнего сенона, мощность которых достигает 1000 м. Возможно, эта карбонатная толща охватывает и верхи сантонского яруса (Акопян, 1970). Такой характер перехода нижнесенонских отложений в верхнесенонские наблюдается повсеместно от района горы Агехуш на юго-востоке до р. Памбак на северо-западе, т. е. на расстоянии порядка 40 км. Облик их достаточно монотонен, и каких-либо существенных фациальных изменений по площади не наблюдается.

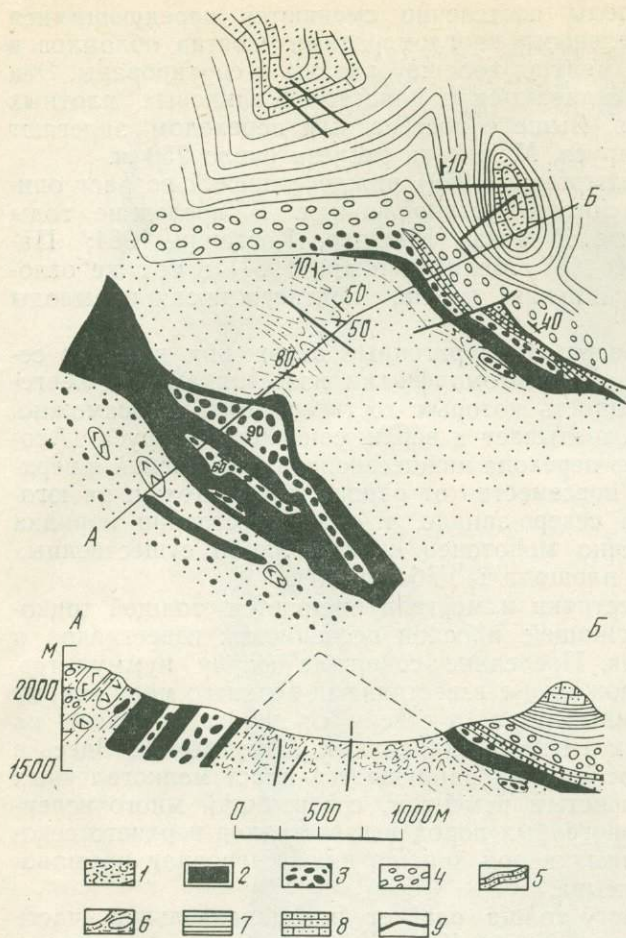
Выше по разрезу известняки и мергели сменяются толщей тонкослоистых мергелей, содержащей прослойки песчаных известняков и известковистых песчаников. Последние содержат фауну нуммулитов. Контакт палеогеновых отложений с известняками верхнего мела вскрыт на правом берегу р. Шымпыртдара, к северу от дороги, ведущей на водораздел между реками Шымпыртдара и Армутлычай. Здесь в основании палеогеновых отложений наблюдается пласт мелкогалечных конгломератов с известковистым цементом, содержащий многочисленную мелкую гальку вулканогенных пород и известняков верхнего сенона. В основании терригенных пород хорошо видна неровная карманообразная поверхность размыва.

Аналогичная по возрасту толща слагает и водораздельную часть Шагдагского хребта к северу от пос. Караиман. Здесь она представлена флишеподобным переслаиванием зеленых песчаников, аргиллитов и серых известняков. Видимая мощность около 500 м. Возраст этих отложений до настоящего времени неясен. Несмотря на наличие размыва в их основании, они теснейшим образом связаны с верхнемеловыми породами, их возраст скорее всего палеоцен-нижнеэоценовый, хотя имеются указания и на более молодой возраст (верхний эоцен — олигоцен; Кашкай, Хаин, Шихалибейли, 1950).

Итак, для северо-западной части Сарыбабинской подзоны характерно присутствие мощной терригенной толщи нижнего сенона, залегающей на размывтой поверхности офиолитового комплекса и содержащей обломки всех его пород. В целом, для терригенных отложений нижнего сенона характерна относительно хорошая сортированность и окатанность обломочного материала, хотя в разных частях разреза встречаются и крупные олистолиты и горизонты, сложенные породами типа фангломератов. Нижнесенонский возраст этих образований можно считать доказанным, хотя не исключено, что низы толщи могут заходить и в турон. Отложения верхнего сенона располагаются на нижнесенонских породах с постепенным переходом и перекрываются с размывом, но согласно осадочным комплексом палеогеновых пород.

Разрезы юго-восточной части Сарыбабинской подзоны (к югу от р. Тертер) существенно отличаются от описанных выше. Это отличие в первую очередь заключается в присутствии в этой части Сарыбабинской подзоны мощной подводно-оползневой толщи — олистотромы. Один из наиболее показательных разрезов рассматриваемой серии





Фиг. 6. Геологическая карта района горы Малая Калабойну

- 1 — алевролиты и аргиллиты альбасеномана; олистостромовый комплекс (сеноман ? — нижний сенон);
- 2 — серпентинитовые олистолиты,
- 3 — валунные осадочные брекчии и конгломераты,
- 4 — конгломераты и грубозернистые песчаники,
- 5 — песчаники с карбонатным цементом и песчаные известняки,
- 6 — осадочные брекчии с олистолитами,
- 7 — мергели и мергелистые глины (верхний сантон?),
- 8 — мергели и известняки верхнего сенона;
- 9 — сбросы; А — Б — линия профиля

вскрыт на южном склоне горы Малая Калабойну (фиг. 6). В основании склона обнажается пачка, представленная переслаиванием светло-серых аргиллитов и алевролитов, видимая мощность которой достигает 100—120 м. В этих породах в 1954 г. А. Х. Халиловым (см. Шихалибейли, 1964) были найдены ископаемые остатки, свидетельствующие об альбском возрасте вмещающих их отложений. В верхней части разреза среди вышеупомянутых пород содержится линза зеленых грубо-валунных конгломератов, содержащих обломки и глыбы выветрелых серпентинитов, красных яшм, порфиритов и серых слоистых песчаных известняков. С конгломератами вдоль тектонического контакта граничит узкое линейное тело серпентинитов максимальной мощностью 50 м при длине около 3 км, как бы опоясывающее весь южный склон горы Малая Калабойну. Это будинированные темно-зеленые серпентиниты, имеющие конгломератовидную текстуру. Они перекрываются серпентинитовыми конгломерато-брекчиями, цементом которых является серпентинитовый песчаник с карбонатным цементом. В конгломерато-брекчиях преобладают обломки и глыбы серпентинитов (95% объема породы), найдены также мелкие обломки темно-серых мергелисто-кремнистых пород и известняков. Вверх по разрезу конгломерато-брекчии сменяются серпентинитовыми гравелитами и песчаниками. В целом все эти породы образуют крупный ритм общей мощностью 15 м.

Далее, снизу вверх в стратиграфической последовательности, наблюдается следующий разрез.

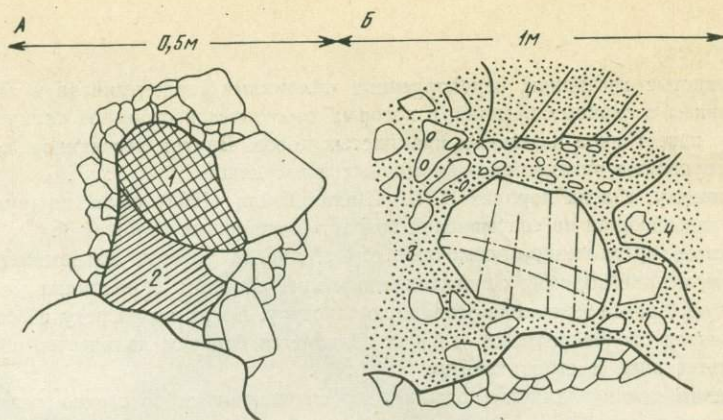
1. Известковистые песчаники, переполненные обломками серпентинитов и содержащие линзы осадочных брекчий, в которых наблюдается огромное количество обломков известняков и зеленых кремнистых пород. Внутри песчаников встречаются горизонты органогенно-обломочных известняков 20
По-видимому, в этих породах Э. Ш. Шихалибейли (1964) была обнаружена фауна, указывающая на сеноманский возраст вмещающих отложений.
2. Песчаные, органогенно-обломочные серые, иногда розовые известняки, содержащие мелкие обломки серпентинитов и красных яшм. Известняки имеют комковатую, иногда конгломератовидную текстуру. Вверх по разрезу известняки становятся тонкослоистыми, и в них появляется большое количество обломков красных яшм и серпентинитов 10
3. В основании пачки глинистые сланцы, переслаивающиеся со светло-зелеными песчаниками в средней части разреза. В верхней части преобладают песчаники. В эти породы погружены огромные валуны и блоки (по 1—5 м³) плотных песчаников, набитых обломками серпентинитов. Присутствуют и блоки порфири-тов, один из которых достигает 20 м³ 60
4. Песчаные известняки 2
5. Монолитные плохо слоистые среднезернистые песчаники 80
6. Хорошо слоистые мергелистые глины и мергели 100
По мнению Э. Ш. Шихалибейли (1967), эта часть разреза (пачки 2—6) соответствует всему нижнему сенону.
7. Красные мергели, залегающие на мергелистых сланцах по резкой границе и сменяющиеся выше типичными серыми и белыми мергелями и известняками верхнего сенона 150

Наиболее характерная черта описанного разреза — присутствие крупного серпентинитового олистолита и мощных горизонтов серпентинитовых конгломерато-брекчий.

Переход между осадочными породами и серпентинитами настолько постепенный, что проведение границы между серпентинитовыми конгломерато-брекчиями и будинированными серпентинитами вызывает известные трудности. На местности она устанавливается по появлению обломков известняков и мергелей среди хорошо окатанных обломков серпентинитов (внешне очень похожих на серпентинитовые будины) и наличию затеков и просечек серпентинитовых песчаников с карбонатным цементом, которые как бы обволакивают отдельные будины (фиг. 7). Поскольку в разрезе горы Малая Калабойну все породы связаны постепенными переходами, то можно предполагать, что здесь присутствуют отложения от альбского до сантонского ярусов включительно, которые перекрываются по резкой границе карбонатными породами верхнего сенона.

Олистромовая пачка вышеописанного разреза (серпентинитовые конгломераты, а также пачки 1—5) испытывает по простиранию очень быстрые изменения как по мощности, так и по литологии. Так, например, пачка конгломерато-брекчий, перекрывающих серпентинитовый олистолит, при прослеживании ее в восточном направлении выклинивается на расстоянии 300 м, а пачка 2 в западном направлении на расстоянии 200 м увеличивает свою мощность до 50 м.

Еще более разительно разрез изменяется вкрест простирания (см. фиг. 6). Между селами Калабойну и Калафалых на расстоянии 1250 м мощность олистромового комплекса увеличивается от 200 до 1300 м, т. е. больше чем в 6 раз. В районе села Калафалых, точно на том же стратиграфическом уровне, что и в разрезе горы Малая Калабойну, появляется серпентинитовое тело мощностью 500 м. Оно залегает абсолютно согласно с вмещающими породами и как бы прослаивается пластами грубовалунных конгломератов, цементом которых



Фиг. 7. Серпентинитовые осадочные брекчии

А — обломок песчанистого известняка (1) и мергеля (2) в серпентинитах; Б — обломки серпентинитов в серпентинитовых брекчиях (3) и песчаниках (4)

является светло-зеленый среднезернистый песчаник. В этот песчаник погружены обломки и глыбы (до 3—5 м) известняков, порфиринов и серпентинитов. По простирацию линзы конгломератов выклиниваются, и пласты серпентинитов сливаются в одно тело. Это обстоятельство заставляет нас предполагать, что в данном случае мы имеем дело с несколькими серпентинитовыми олистолитами (по крайней мере с четырьмя — см. фиг. 6), частично перекрывавшими один другой при оползании.

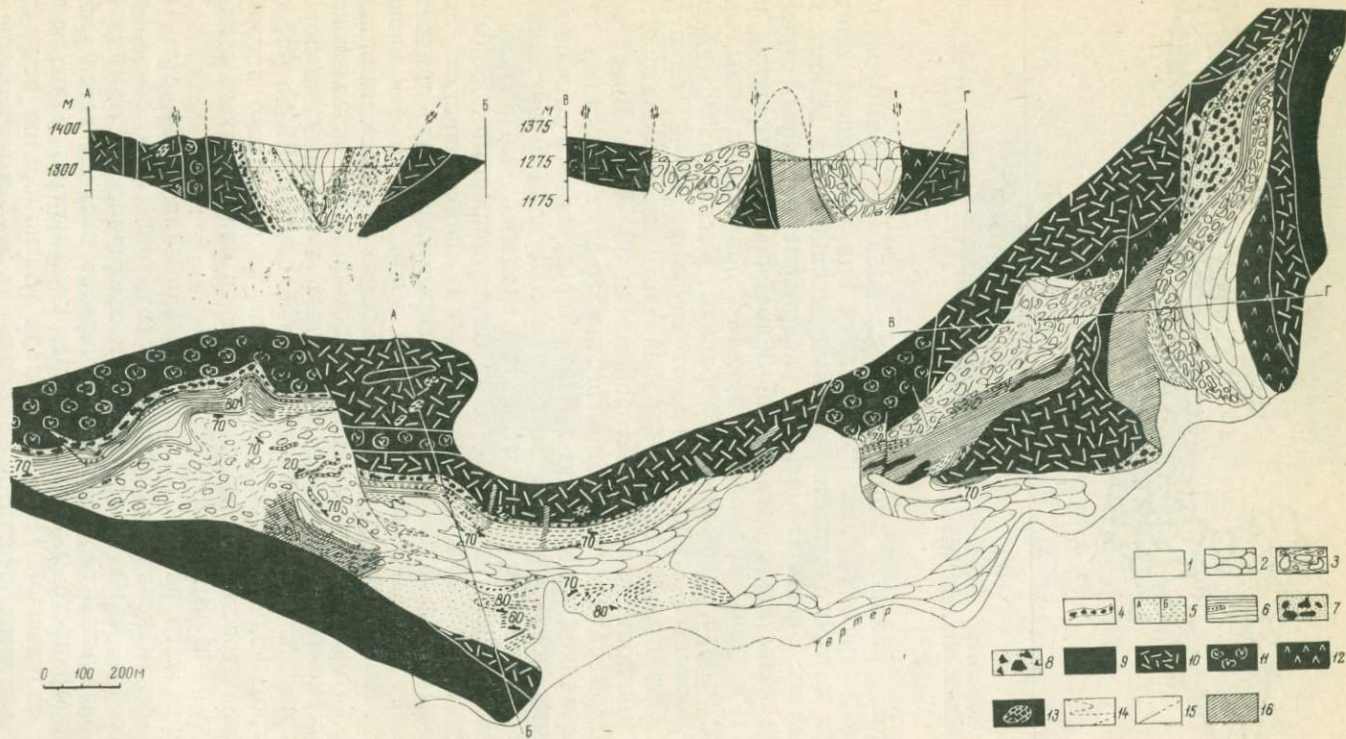
Выше по разрезу располагается хаотически построенный комплекс пород, последовательного стратиграфического описания которого дать невозможно. Это нагромождение глыб диабазов (некоторые из них обладают подушечной текстурой), габбро-амфиболитов, пакетов красных слоистых яшм. Все они слагают глыбы и блоки объемом до 500 м³. Между этими гигантскими олистолитами иногда видны просечки и пропластки глинистых сланцев, песчаников и мелкогалечных конгломератов, в которых плавают разной величины обломки тех же пород (яшм, серпентинитов и др.). Мощность пачки около 300 м. Выше этого хаотически построенного горизонта располагается пачка, сложенная глинистыми сланцами, известняками и песчаниками с глыбами серпентинитов. Мощность пачки около 50 м. Еще выше вновь наблюдается горизонт плотно притертых блоков серпентинитов, габбро-амфиболитов, порфиринов и известняков.

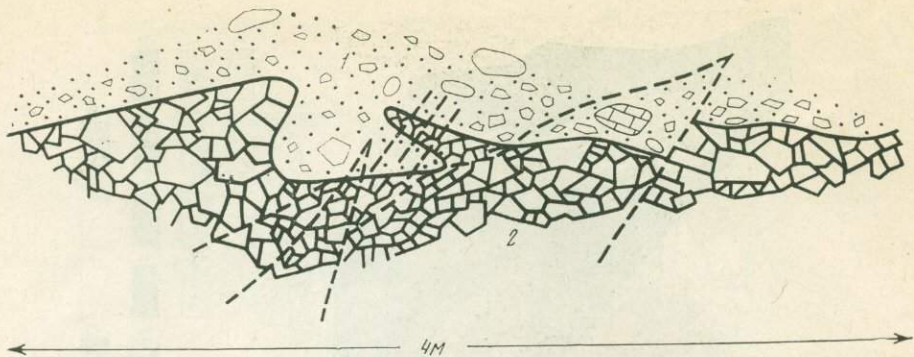
Как мы видели, в разрезе горы Малая Калабойну нижняя часть разреза альб-сеноманских отложений не вскрыта, и их контакт с подстилающими породами отсутствует. Он вскрыт немного севернее, на левом берегу р. Тертер, к северо-западу от села Кылычлы. Здесь, примерно в 500 м к северу от русла р. Тертер, обнажаются породы, входящие в состав серпентинитового меланжа (фиг. 8). Они представлены тесно переплетающимися рядами долеритовых даек, претерпевших сильное брекчирование. Хорошо видно, что эти породы состоят из массы мелких остроугольных плотно притертых обломков. Среди долеритов содержатся отдельные ксенолиты филлитов и мраморов — реликтов той метаморфической толщи, которая некогда была пронизана рядами долеритовых даек.

На неровной карманообразной поверхности этого комплекса располагаются мономиктовые осадочные брекчии, целиком состоящие из продуктов размыва подстилающих их образований, т. е. брекчированных

Фиг. 8. Геологическая карта района села Кылычлы. Составили А. Л. Книппер, В. Н. Григорьев и С. Д. Соколов

- 1 — современные отложения нерасчлененные;
- альб — нижний сенон, олигостромовый комплекс;
- 2 — преимущественно олистолиты,
- 3 — тиллоидная фация,
- 4 — конгломераты; «предфлиш»;
- 5 — песчаники (А), алевролиты (Б),
- 6 — глинистые сланцы с линзами конгломератов,
- 7 — конгломераты,
- 8 — осадочные брекчии; серпентинитовый меланж;
- 9 — серпентиниты,
- 10 — метаморфическая толща, пронизанная роями долеритовых даек,
- 11 — базальты с шаровой отдельностью,
- 12 — лавобрекчии базальтов,
- 13 — мраморы;
- 14 — фациальные границы;
- 15 — разрывные нарушения;
- 16 — зоны лиственнитизации;
- А — Б, В — Г — линии профилей



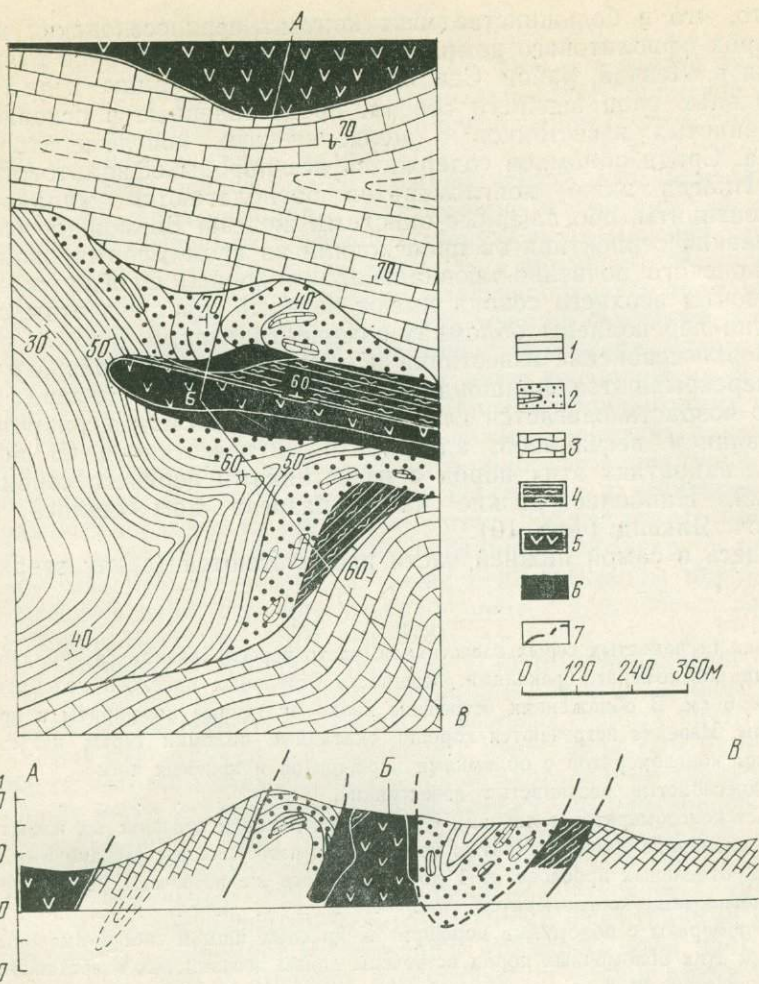


Фиг. 9. Характер контакта базальных конгломерато-брекчий альба-сеномана (1) с брекчированными долеритами (2)

долеритов, кварцево-хлоритовых сланцев и мраморов (фиг. 9). Вверх по разрезу породы приобретают вид настоящего конгломерата, цементом которого является зеленый песчаник, а в обломках встречаются фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, серые пелитоморфные известняки, органогенно-обломочные известняки, различные кремнистые туфы, мраморы, кварцево-хлоритовые сланцы, порфириты, диабазы, габбро, долериты и бирбириты. Кислые изверженные породы обычно хорошо окатаны и слагают крупные (10—40 см в диаметре) валуны. Они преобладают в верхней части конгломератового разреза. Общая мощность конгломератовой пачки 30—40 м. Вверх по разрезу эти конгломераты начинают переслаиваться с пластами грубозернистых песчаников и переходят в пачку чередующихся песчаников и мелкогалечных конгломератов, которые в сочетании с прослоями алевролитов и аргиллитов образуют четкие градационные ритмы. Мощность этой части разреза около 10—15 м. Выше описанные породы переходят в пачку чередующихся алевролитов и известковистых аргиллитов, окрашенных то в белые, то в темно-серые цвета, что придает пачке в обнажениях характерный полосчатый облик. Затем они вновь переходят в грубобломочные отложения. Это «мусорные», тиллоидные, породы, в которых многочисленные обломки пород офиолитового комплекса (серпентиниты, габбро, различные вулканические породы, яшмы) погружены в песчано-аргиллитовый цемент. Выше располагается олистостромовая толща, состоящая или из сплошного нагромождения глыб офиолитового комплекса или же из своеобразных «тиллоидных» пород (см. фиг. 8).

Внутри этого разреза Э. Ш. Шихалибейли (1964, стр. 147) была собрана сеноманская фауна плохой сохранности. К сказанному остается добавить, что к северо-западу и северо-востоку от села Кылычлы тот же базальный горизонт конгломератов располагается уже на размытой поверхности миндалекаменных порфиритов, обладающих прекрасной подушечной текстурой. Среди конгломератов встречаются отдельные валуны порфиритов величиной до 2—3 м в диаметре.

По мнению Э. Ш. Шихалибейли, последовательность пород в этом разрезе обратная по сравнению с той, которая была приведена нами выше, и горизонт базальных конгломератов представляет не базальную пачку сеноманского разреза, а основание нижнесеноманской вулканогенной формации, залегающей трансгрессивно и с перерывом на сеноманских отложениях. Представляется, что приведенный материал не оставляет сомнения в справедливости нашей точки зрения. Кроме того, абсолютно непонятно, каким образом базальный конгломерат нижнесеноманского возраста (если принять точку зрения Э. Ш. Шихалибейли)



Фиг. 10. Геологическая карта района уроч. Яленд

Палеоген: 1 — флишное переслаивание песчаников, алевролитов и мергелей, 2 — конгломераты с линзами песчаных известняков; 3 — известняки верхнего сенона; офиолитовый комплекс: 4 — красные яшмы, 5 — порфириды, 6 — серпентиниты; 7 — разрывные нарушения

может лежать в основании даечного комплекса, если, по мнению того же исследователя, этот комплекс являлся интрузивным и внедрился в конце нижнего сенона.

На наш взгляд, разрез района села Кылычлы легко сопоставляется с разрезом горы Малая Калабойну, и их связующим звеном является пачка глинистых сланцев, выше которой, как в районе горы Малая Калабойну, так и вблизи села Кылычлы располагаются грубообломочные породы.

Фации верхнего сенона одинаковы для всей Сарыбабинской подзоны, однако на северо-западе известняки и мергели этого возраста постепенно сменяют нижесенонские отложения, а на юго-востоке лежат трансгрессивно. Как было показано, в разрезе горы Малая Калабойну карбонатные породы кампана по очень резкой границе сменяют тонкоплитчатые мергели верхнего сантона (?). Немного севернее, в нижнем течении р. Тутхун (уроч. Аджарис), они несогласно перекрывают отложения офиолитового комплекса (Леонтьев, Хаин, 1949; Шихалибейли, 1964; Книппер, 1971б). Такой характер их залегания сохраняется на большом расстоянии, вплоть до района оз. Гей-гель. Несмотря

на то, что в большинстве мест контакт верхнесенонских известняков и пород офиолитового комплекса сорван, все же в ряде разрезов (верховья р. Левчай, район Сеидляра, село Надирханлы и др.) обнажены базальные слои верхнего сенона, представленные в основном пачкой песчанистых известняков и мелкогалечных конгломератов розового цвета. Среди обломков содержатся все породы офиолитового комплекса. Иногда ниже конгломератов располагаются малиново-красные серпентиниты, обогащенные окислами железа. Возможно, что процессы изменения серпентинитов происходили во время формирования доверхнесенонского почвенно-элювиального покрова. Иногда же базальные горизонты верхнего сенона имеют зеленый цвет — в этом случае они обычно переполнены обломками серпентинитов.

Верхнесенонские известняки и мергели вверх по разрезу повсеместно перекрываются флишовой толщей палеогена. Разрез отложений этого возраста слагается главным образом частым и ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и известняков. В большинстве случаев контакт этих пород с известняками верхнего сенона тектонический. Наиболее низкие части разреза нам удалось наблюдать в уроч. Ялкенд (фиг. 10).

Здесь в самой нижней части располагаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Пачка песчанистых серых известняков, часто переслаивающихся с мелкогалечными конгломерато-брекчиями. Мощность отдельных прослоев колеблется от 2 до 5 см. В обнажениях встречены плохо окатанные порфириды и красные яшмы. Изредка встречаются хорошо окатанные обломки серых известняков	5
2. Пласт конгломератов с обломками порфиритов и красных яшм	2
3. Среднеслоистые песчанистые известняки	1,5
4. Пласт конгломератов с линзами серых известняков и песчанистых известняков	2
5. Переслаивание тонколистватых мергелистых известняков с песчаниками. Мощность отдельных прослоев от 1 до 5 см. Здесь же встречены редкие прослои мелкогалечных конгломератов	4
6. Конгломераты с обломками порфиритов, красных яшм и габбро-амфиболитов. Среди этих обломочных пород встречены линзы песчанистых известняков протяженностью 2—3 м	5
7. Частое переслаивание конгломератов, песчаников и мергелей	10

Выше следует типичный разрез песчано-глинистого флиша. Общая мощность (неполная) разреза палеогеновых отложений в районе уроч. Ялкенд около 600 м.

Приведенный материал по разрезам Сарыбабинской подзоны позволяет сделать следующие выводы.

1. Возраст офиолитового комплекса Сарыбабинской подзоны доальбский или досенноманский.

2. Олистостромовые толщи накапливались главным образом на юго-востоке, в то время как на северо-западе формировались относительно более сортированные осадки, в которых обломки большей частью окатаны.

3. Образованные к концу нижнего сенона обломочные толщи в основном состоят из продуктов разрушения офиолитовой ассоциации.

4. В конце нижнего сенона юго-восточная и северо-западная части Сарыбабинской подзоны разделялись поднятием, сложенным породами офиолитового комплекса. Верхнесенонские известняки залегают здесь непосредственно на образованиях офиолитовой серии.

5. От верхнего сенона до нижнего олигоцена юго-восточная и северо-западная части Сарыбабинской подзоны развивались одинаково.

6. Палеогеновые образования представлены осадочными породами.

Джилльская подзона

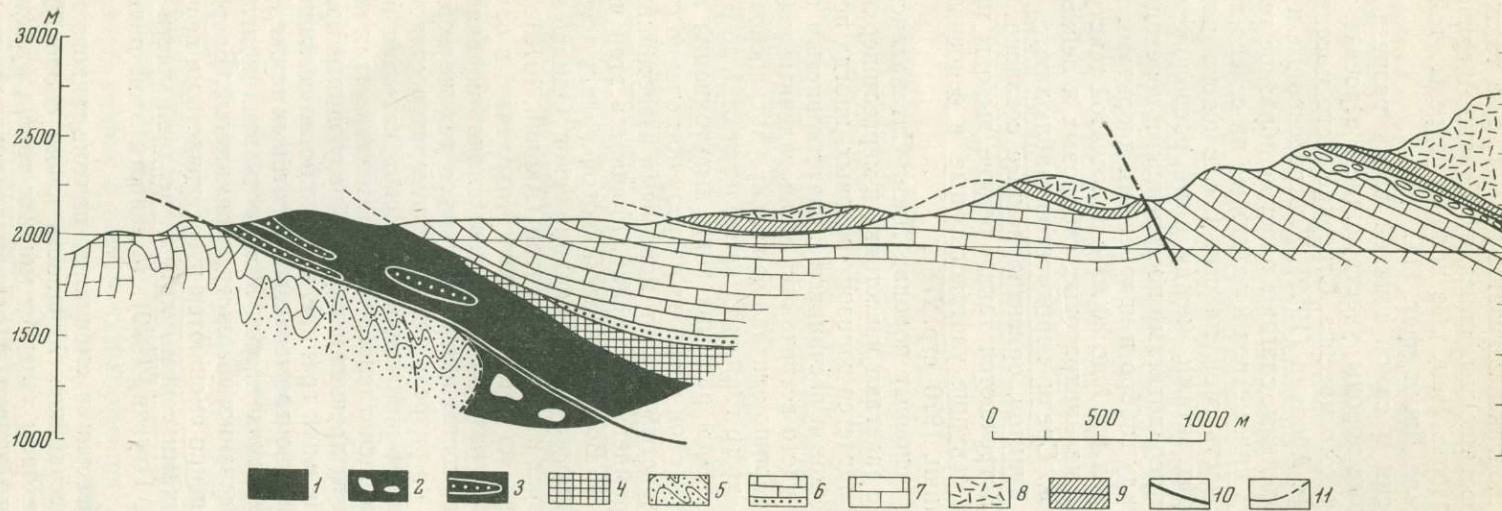
Границы Джильской подзоны показаны на фиг. 4, а также охарактеризованы в разделах, посвященных описанию Севано-Акеринской зоны и ее Сарыбабинской подзоны. Наиболее полные разрезы этой подзоны наблюдаются в районе села Джил (фиг. 11).

Здесь стратиграфически в самой нижней части разреза залегают ультраосновные и основные породы, участвующие в строении так называемого Джил-Сатанахачского массива. Строение этого массива хорошо известно после работ С. Б. Абовяна (1959). Ультраосновные и основные породы, по нашим наблюдениям, слагают пластинообразное тело, имеющее мощность около двух километров и падающее на северо-восток под углом 30-40°. Северная часть этой пластины «...сложена кварцевыми диоритами, южная — перидотитами, между ними расположена полоса габбро. Габбро связаны с перидотитами перидотитовыми переходами через троктолиты. Переход между габбро и кварцевыми диоритами также постепенный, через зону пород (от 1 до 20 м) с полосчатой текстурой, обусловленной чередованием меланократовых габбровых и лейкократовых кварц-диоритовых полосок. Среди перидотитов наблюдаются линзо- и шпирообразные выходы дунитов, ориентированные согласно с общим простиранием массива. Встречаются также редкие выходы пироксени-тов и габбро-пегматитов, секущие ультраосновные и основные породы массива» (Абовян, Костанян, 1970, стр. 278).

На ультраосновных и основных породах Джил-Сатанахачского массива резко трансгрессивно залегают известняки и мергели верхнего сенона. В их основании располагается горизонт розовых, иногда почти красных песчаных известняков и песчаников с известковистым цементом, в нижней части которого часто встречаются мелкогалечные конгломераты, содержащие мелкую хорошо окатанную гальку ультраосновных и основных пород. Мощность этого горизонта колеблется от 1 до 5 м. В нем нередко встречаются продукты размыва коры выветривания нонртронитового типа. Эти базальные слои вверх по разрезу постепенно сменяются серыми тонко- и среднеслоистыми пелитоморфными известняками и мергелями, содержащими кремневые стяжения. Мощность этой части разреза достигает 500—600 м. Возраст известняковой толщи всеми исследователями датируется однозначно как верхний сенон. Однако не исключено, что здесь присутствует и верхний сантон (Акопян, 1970).

К северу от села Джил, на правом берегу Чохрахчая, в самой верхней части верхнесенонского разреза среди известняков появляются редкие пачки конгломератов, состоящие из обломков тех же верхнесенонских известняков. Вверх по разрезу этих конгломератов становится все больше и больше. Они имеют неправильную линзо-, кармано- и трубообразную форму. Создается впечатление, что образование этих пород следует связывать с какими-то древними карстообразующими процессами. Затем по резкой и неправильной границе, но абсолютно согласно известняки сменяются сплошными конгломератами, в которых также находятся лишь обломки верхнесенонских пород. Мощность этих конгломератов около 50 м. Их цемент песчаный, иногда кремнистый. Вверх по разрезу конгломераты постепенно сменяются известковистыми песчаниками и песчанстыми известняками с нуммулитами верхней части нижнего эоцена (Акопян, Вегуни, Птухян, 1970). Мощность этой пачки также около 50 м.

Выше песчаные известняки сменяются пачкой тонкого переслаивания мергелей и туфопесчаников. Мощность пачки около 30 м. Еще выше с постепенным переходом залегают мощная толща вулканогенных пород среднего — верхнего эоцена, в основании которой преобладают порфириновые туфы и туфоконгломераты, а сверху — различного типа порфириты. Общая мощность этой части разреза до 1500 м.



Фиг. 11. Геологический профиль в районе села Джил

1 — серпентиниты;
 2 — меланж;
 3 — листовиты в серпентинитах;
 4 — габбро и габбро-амфиболиты;
 5 — песчаники и конгломераты нижнего сенона;

6 — базальные горизонты верхнего сенона;
 7 — известняки верхнего сенона;
 8 — вулканогенные породы (порфириты, туфы и другие) среднего — верхнего эоцена;

9 — песчаные нуммулитовые известняки нижнего эоцена и подстилающие их конгломераты;
 10 — разрывные нарушения;
 11 — предполагаемые простирания

Разрез района села Джил можно считать типичным для всей Джильской подзоны. Остановимся только на некоторых особенностях распространения этого комплекса пород в пределах подзоны.

Базальные конгломераты верхнего сенона перекрывают самые разнообразные породы офиолитовой ассоциации. Если в районе села Джил и к югу от горы Караархач они располагаются прямо на габбро, то в верховьях р. Армутлычай они залегают на кварцевых диоритах, в 3,5 км к северу от горы Саринар — на серпентинитах, а в районе горы Агкая — на диабазах и радиоларитах. В районе горы Коджадаг хорошо видно, как эта базальная пачка при прослеживании с юга на север переходит с серпентинитов на габбро, причем азимутальное несогласие между простираем пород верхнего сенона и простираем границы между ультрадиабазитами и габбро достигает 90° . Все эти факты однозначно указывают на доверхнесенонский возраст пород офиолитовой ассоциации, что, конечно, никак не свидетельствует в пользу точки зрения К. Н. Паффенгольца и С. Б. Абовяна, уже много лет отстаивающих верхнеэоценовый возраст ультраосновных и основных пород Джил-Сатанахачского массива.

Описанные известняковые конгломераты, залегающие выше известняков мелового возраста, присутствуют не повсеместно. В большей части разрезов (непосредственно к северу от села Джил, на южных склонах Шахдагского хребта) нуммулитовые известняки верхов нижнего эоцена располагаются на неровной, карманообразной поверхности известняков верхнего мела.

Местами, как например в районе села Джил, эоценовые известняки лежат резко несогласно на верхнесенонских известняках и азимутальное несогласие между ними достигает 90° .

Таким образом, для Джильской подзоны в целом характерны следующие черты.

1. Отсутствие осадконакопления в течение большей части нижнего и верхнего мела.

2. Трансгрессивное и несогласное налегание верхнесенонских известняков на офиолитовом комплексе.

3. Перерыв в осадконакоплении в течение палеоцена и части нижнего эоцена.

4. Присутствие вулканогенных средне-верхнеэоценовых отложений.

Сравнение разрезов Джильской подзоны с разрезами северо-западной части Сарыбабинской подзоны показывает, что эти две тектонические структуры в верхнем мелу и в палеогене развивались абсолютно по-разному. В то же время эти два типа разрезов находятся в непосредственной близости (например, в районе села Джил расстояние между ними 2,5 км, а в районе верховьев р. Магучай — 1 км). Это наводит на мысль о сильном тектоническом сближении рассмотренных структурно-фациальных подзон, происшедшем в послеоэоценовое время.

КАРАБАХСКАЯ ЗОНА

Карабахская зона располагается к северо-востоку от Севано-Акеринской зоны и с севера обрамляется выходами юрских пород, участвующих в строении Сомхито-Агдамской зоны. Здесь граница этих двух тектонических областей проводится всеми исследователями вдоль крупного тектонического нарушения — главного надвига (поддвига) Малого Кавказа К. Н. Паффенгольца (1929), или Мровдагского надвига (Леонтьев, 1949; Шихалибейли, 1966). Южная граница Карабахской зоны проводится нами (с юго-востока на северо-запад) сначала вдоль Карабахского надвига (или взброса, по Э. Ш. Шихалибейли, 1966), затем вдоль восточного ограничения Левчайского габброидного массива и далее на северо-запад вдоль Сосузлукского надвига, который, очевидно, в среднем тече-

нии р. Шамхорчай как бы подтыкается под главный надвиг Малого Кавказа.

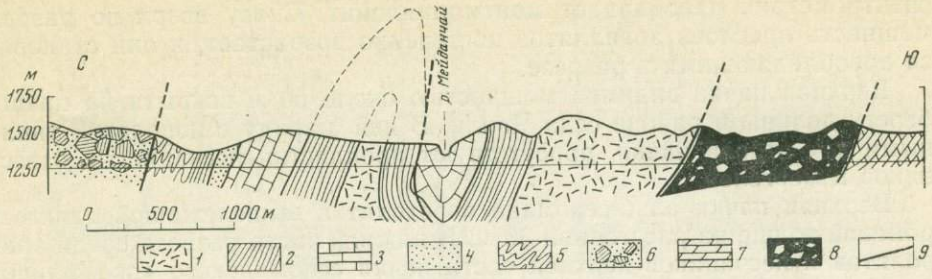
Для Карабахской зоны в целом характерно наличие мощного разреза юрских и меловых отложений, причем наиболее полные разрезы средней и верхней юры встречены в нижнем течении р. Левчай, а верхней юры и мела — между северным склоном Сосузлукской гряды и южным склоном Мровдагского хребта. Здесь вдоль правого берега р. Левчай от села Камышлы на юге до села Чапли на севере¹ вскрыт следующий разрез горных пород (фиг. 12, 13).

После зоны серпентинитового меланжа по правому и левому берегам р. Левчай вдоль дороги вскрыт мощный разрез средне-верхнеюрских отложений, которые состоят главным образом из грубообломочных вулканогенных пород, туфов и отдельных пластов эффузивов. В составе обломков и среди эффузивов преобладают породы среднего и кислого состава (андезиты, риолиты, альбитофиры, кварцевые порфиры). Вверх по разрезу эта толща сменяется сначала пачкой темных тонкослоистых тонкозернистых и обычно окремнелых туффигов и известняков, а затем толщей пелитоморфных, иногда окремнелых плитчатых известняков, богатых рассеянным пиритом, остатками радиолярий и спикулами губок. Среди пелитоморфных известняков встречаются маломощные прослои грубодетритусовых известняков, состоящих из обломков пелеципод, кораллов, мшанок и водорослей. Возраст этой карбонатной толщи охватывает интервал времени от титонского до валанжинского ярусов включительно. Валанжинские известняки разреза р. Левчай резко трансгрессивно перекрыты терригенными отложениями альба-сеномана, подразделяющимися на три пачки.

Нижняя пачка мощностью около 30 м в основании состоит из грубых конгломератов, не выдержанных по простиранию: породы, содержащие большое количество глыб размером 1,5—2 м в поперечнике сменяются отложениями, где преобладают гальки и валуны размером до нескольких десятков сантиметров. Крупные глыбы совершенно не окатаны. Более мелкие валуны часто имеют субокруглую форму. Ориентировка грубообломочного материала довольно часто следует напластованию. Среди крупных обломков преобладают кислые эффузивы (кварцевые порфиры, фельзиты). В мелких обломках наряду с кислыми и средними эффузивами юры много окремненных и пелитоморфных известняков, туффигов, песчаников из отложений титон-валанжинского возраста. Цемент конгломератов состоит из гравийно-песчаной массы, сложенной в основном обломками средних и кислых эффузивов. Четко выраженных пластов в этой толще нет. Лишь в ее верхней части появляются линзы грубых бесцементных песчаников и редкие небольшие линзы аргиллитов. Верхняя часть пачки (50 м) сложена переслаиванием конгломератов и песчаников. Мощность прослоев песчаников постепенно возрастает. Состав песчаников такой же, как и в более нижних частях, но появляется хлоритовый цемент.

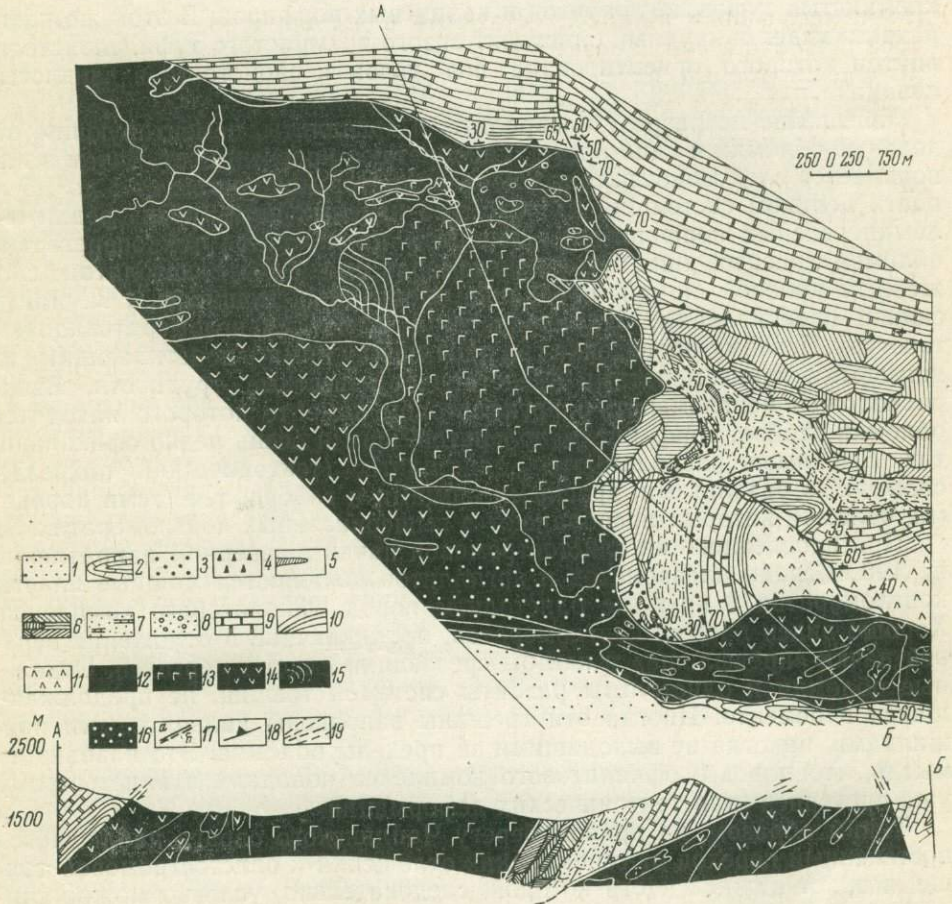
В средней пачке сеноманского разреза ритмично переслаиваются следующие породы: 1) грубозернистые песчаники, содержащие обильный детрит из обломков пелеципод и иглокожих. Основная часть обломочного материала представлена средними и кислыми эффузивами, а также зернами полевых шпатов и кварца. Местами в песчаниках появляется кальцитовый цемент; 2) тонкозернистые плитчатые песчаники с обильным растительным детритом на плоскостях напластования. В их составе по сравнению с предыдущими увеличивается относительное количество зерен полевых шпатов; 3) тонкоплитчатые аргиллиты, как правило, с обильной примесью зерен полевых шпатов алевритовой размерности. В глинистой фракции этих пород, судя по данным инфракрасной

¹ Разрез составлен В. Н. Григорьевым и автором.



Фиг. 12. Геологический разрез по левому берегу р. Левчай от села Камышлы до села Чапли

1 — вулканогенно-осадочные породы средней — верхней юры; 2 — кремнистые сланцы верхней юры; 3 — известняки титона — неокома; альб-сеноман; 4 — базальные песчаники и конгломераты, 5 — переслаивание глинистых сланцев и мергелей; 6 — олистостромовая толща сеномана — нижнего сенона (?); 7 — известняки и мергели верхнего сенона; 8 — серпентинитовый меланж; 9 — разрывные нарушения



Фиг. 13. Геологическая карта среднего течения р. Левчай. Составили А. Л. Книппер и С. Д. Соколов

1 — терригенные отложения палеогена; 2 — известняки и мергели верхнего сенона; олистостромовый комплекс (турон — нижний сенон ?); 3 — конгломераты, 4 — осадочные брекчии, 5 — крупные олистолиты, 6 — преимущественно олистолитовая пачка; «предфлиш» (альб-сеноман); 7 — песчаники, аргиллиты, известняки, 8 — конгломераты; 9 — кремнистые и органогенные известняки титона — валанжина; 10 — кремнистые сланцы верхней юры; 11 — андезиты, андезито-базальты, туфы средней — верхней юры; 12 — серпентиниты; 13 — габбро; 14 — базальты и радиоляриты; 15 — чередование габбро и серпентинитов; 16 — нерасчлененный меланж; 17 — разрывные нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б); 18 — надвиги; 19 — трещины без смещений; А — Б — линия профиля

спектрометрии преобладает монтмориллонит. Снизу вверх по разрезу мощность прослоев аргиллитов постепенно возрастает, и они становятся преобладающими в разрезе.

Верхняя пачка видимой мощностью около 50 м вскрыта на правом берегу долины в районе села Чапли. В ней наряду с породами, типичными для второй пачки, присутствуют пропластки песчаных известняков и мергелей.

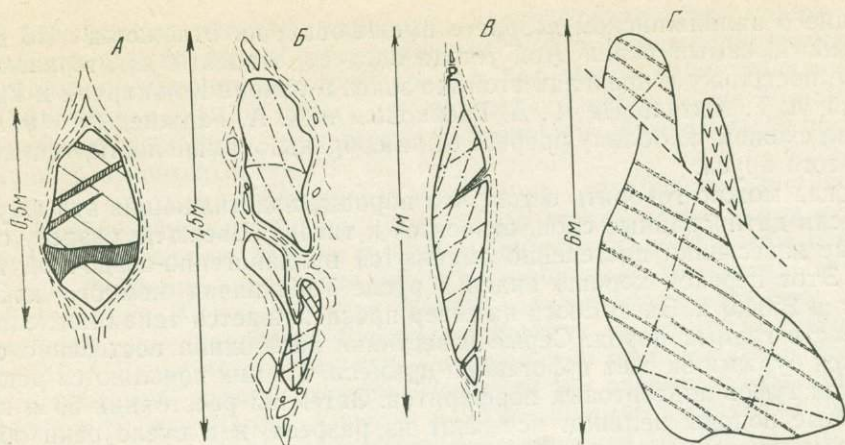
Верхняя пачка альб-сеномана переходит к вышележащей олистостромовой толще на расстоянии 30 м. В нижней части разреза среди алевролитов и песчаников верхней части пачки сеноманского «предфлиша» появляются сначала мелкие и редкие, а затем все более частые и крупные обломки красных яшм, тонкослоистых розовых и серых пелитоморфных известняков, порфиритов и серпентинитов. Эти обломки как бы плавают в песчано-аргиллитовом цементе и могут быть названы «тиллоидной» фацией олистостромы. Выше среди этих пород появляются линзы конгломератов и осадочных брекчий, содержащих обломки серых пелитоморфных известняков, серых тонкослоистых известняков, сизых кремнистых туфов, порфиритов и кварцевых порфиров. В этой же части разреза виден и крупный олистолит сизого кремнистого туфа, слоистость внутри которого ориентирована под углом к слоистости в глинистых сланцах.

Еще выше по разрезу алевролиты и аргиллиты, цементирующие отдельные обломки и олистолиты, приобретают красный цвет. Затем в них появляется слой мономиктовых конгломератов мощностью от 1 до 1,5 м, почти целиком состоящий из обломков красных яшм (очень редки обломки зеленых порфиритов). Цементом их являются тонкоперетертые обломки красных яшм. Этот конгломерат сменяется олистолитом, сложенным красной яшмой. Его длина около 30 м, мощность 1 м. Яшмы сильно брекчированы, будинированы и имеют «конгломератовидную» текстуру. Поэтому проведение границы между ними и подстилающими их яшмовыми конгломератами представляет известные трудности. Выше расположен конгломератом, в аргиллитовом цементе которого находятся обломки габбро, порфиритов, долеритов, яшм и очень редко офикальцитов. Еще выше располагаются олистолиты (тектонический покров?), сложенные базальтами, красными яшмами и габбро, т. е. теми породами, обломки которых преобладают в вышеописанных конгломератах.

При прослеживании олистостромовой пачки в северном направлении на 100 м среди алевролитов и аргиллитов появляются мощные пласты конгломератов и крупные олистолиты пород офиолитового комплекса. Хорошо виден карман конгломератов, проникающий в отложения верхней пачки «предфлиша» и как бы срезающий пласты мергелей. Отдельные обломки и олистолиты разбиты системой трещин, не продолжающихся в цементе. Иногда эти трещины заполнены кальцитовыми прожилками, никогда не выходящими за пределы обломка. Это наводит на мысль, что породы офиолитового комплекса попадали в олистострому уже претерпев этап тектонических деформаций.

Таким образом, на правом берегу Чаплинского оврага наблюдается постепенный переход от сеноманских отложений к олистостромовой толще, возраст нижней части которой, следовательно, условно можно считать турон-нижнесенонским.

Для понимания строения этой части разреза очень важно то на первый взгляд парадоксальное обстоятельство, что породы, залегающие в верхней части разреза (крупные массы серпентинитов, габбро, порфиритов, диабазов и яшм), находятся уже в виде обломков в конгломератах, подстилающих эти образования. Такие соотношения могут быть объяснены лишь при предположении, что офиолиты имеют дотуронский возраст, а их налегание на конгломераты связано с оползанием в морской бассейн (в виде олистолитов и гравитационных покровов).



Фиг. 14. Форма олистолитов олистостромовой пачки в разрезе Чаплинского оврага: А — красная яшма; Б — красный кремнистый туф; В — зеленый кремнистый туф; Г — полосчатый габбро-амфиболит

Сказанное выше подтверждается наличием в крупных монолитных яшмовых блоках, залегающих в самой верхней части разреза, и в мелких обломках яшм в конгломератах единого комплекса радиолярий. Как тут, так и там М. Н. Шелеховой определены следующие формы: *Porodiscus* sp., *Dictiomitra* sp., *Rhopalastrum* sp., *Histiastrum* sp., *Shichocapsa* sp., *Tricolapsa* sp., *Lithocampe* sp.

В разрезе р. Левчай терригенные породы, располагающиеся выше известняков верхней юры — валанжинского яруса, Э. Ш. Шихалибейли (1964) относит к сенomanу. По его мнению, конгломераты, появляющиеся в верхней части разреза «предфлиша», относятся уже к нижнему сенону. Считается, что они залегают с перерывом, который охватывает весь туронский век, на сеноманских отложениях. Олистостромовую пачку в этом разрезе Э. Ш. Шихалибейли выделил в самостоятельную вулканогенную толщу нижнего сенона.

На наш взгляд, нет никакого сомнения в том, что эти «базальные конгломераты» залегают не в основании лежащей трансгрессивно серии, а теснейшим образом связаны с подстилающими их отложениями, что свидетельствует об отсутствии перерыва в осадконакоплении. Верхняя часть разреза представляет типичную олистострому, не отличающуюся от таковой разреза горы Малая Калабойну (фиг. 14).

Рассмотрим теперь разрезы Сосузлукской гряды и южного подножия Мровдагского хребта. К сожалению, части этого разреза встречены наиболее полно в разных местах, и поэтому нам придется дать сводную последовательность пород.

Наиболее древняя часть разреза вскрыта к северу от пос. Текаякаясы на правом берегу р. Текаякаячай. Здесь в основании крутого склона гряды встречены сильно передробленные породы офиолитового комплекса. С ними по тектоническому нарушению граничит пачка пород, состоящая в основном из слоистых окремнелых известняков, кремнистых сланцев и окремнелых туфов, в которых встречаются редкие прослои светло-зеленых кварцитовидных песчаников, лиловых и зеленоватых туфопесчаников. Видимая мощность этой части разреза около 300 м.

Выше с постепенным переходом располагается толща темно-серых и серых плитчатых известняков, иногда сильно окремнелых. Мощность толщи около 1000 м. Именно эти породы слагают основную часть гряды, на которой находится гора Сосузлук и ее северо-западное продолжение. В породах этой толщи О. Б. Алиевым и Х. Алиуллой (1963) на правом берегу р. Текаякаячай были найдены окаменелости, свидетельст-

вующие о валанжинском возрасте вмещающих их отложений. По всей видимости, самые верхи этой толщи следует относить к готеривскому ярусу, поскольку в пределах этой же зоны, в районе Кошкарчай и Ганджачай, А. Г. Халиловым, Г. А. Гасановым и Д. А. Гаджиевым (1971) в весьма схожем по облику разрезе были собраны окаменелости, типичные для этого яруса.

Тогда можно говорить о том, что породы, подстилающие эти фаунистически датированные слои, относятся к титону. Вверх по разрезу описанные известняки постепенно сменяются вулканогенно-осадочной толщей. Этот переход хорошо виден в русле Текаякаячая немного южнее отметки 2534,0 м. Здесь с юга на север прослеживается такая последовательность горных пород. Серые известняки валанжина постепенно сменяются бурыми за счет туфогенной примеси, и в них появляются редкие прослойки туфов андезитовых порфиритов. Затем на расстоянии 50 м карбонатные породы целиком исчезают из разреза, и в русле реки обнажается вулканогенно-осадочная толща, состоящая из переслаивания белых, серых, зеленых и розовых туфопесчаников с пластами красных туфобрекчий, содержащих обломки зеленых порфиритов, и зеленых туфобрекчий с обломками красных порфиритов. Типичны слои пористых туфопесчаников сизого цвета и редкие покровы андезитовых порфиритов. В районе высотных отметок 2951 и 2812 м среди этих пород встречены мощные (30—40 м) пласты (линзы ?) андезитовых порфиритов. Мощность всей пачки около 800 м.

Отложения этого вулканогенного разреза опоясывают с севера гребень Сосузлукской гряды. Кроме описанных пород здесь встречены плотные лиловые и зеленые лавобрекчий андезитовых порфиритов и зеленые кристаллокластические туфы. Возраст этой пачки может быть барремским, как предполагают А. Г. Халилов и его соавторы (1971) для аналогичных пород верховьев рек Ганджачай и Кошкарчай.

На породах неокома резко трансгрессивно и несогласно с базальным конгломератом в основании располагается альб-сеноманская терригенная толща. В большинстве мест контакт этих толщ сорван, однако в районе восточного окончания Сосузлукской гряды, примерно в 1 км к западу от русла Мейданчай, на вулканогенных породах баррема (?) располагается валунный конгломерат, содержащий глыбы (до 2 м в диаметре) фельзит-порфиров голубовато-зеленого цвета. Цемент этих конгломератов — зеленовато-бурые песчаники и алевролиты. При прослеживании горизонта в восточном направлении выясняется, что он на расстоянии 300 м срезает вулканогенную пачку барремского яруса (видимая мощность около 50 м) и переходит на известняки готерива. Мощность этого базального горизонта 2—3 м.

Выше следует тонкий (8 см) пласт песчаников. Еще выше — маломощная пачка (0,5 м) часто переслаивающихся плотных мергелей и зеленых алевролитов. Вверх по разрезу эти породы сменяются мощной толщей тонко переслаивающихся темных глинистых сланцев и серых мергелей, в которых появляется все большее количество прослоев серых и зеленых среднезернистых песчаников. Здесь примерно в 300 м вверх по разрезу от базальных конгломератов среди песчаников нами была собрана фауна, определенная О. Б. Алиевым: *Amphidonta columba plicatula* Lam., *Haustator* cf. *obscuricostatus* Peel., *Neithea quincwocostata* Sow., *Avellala* sp., *Carsdium* sp.

Этот комплекс фауны, по мнению О. Б. Алиева, свидетельствует о сеноманском возрасте вмещающих их пород. Э. Ш. Шихалибейли (1964), основываясь на определениях А. Г. Халилова, указывает на находки в породах этой пачки альбской фауны как в районе верхнего течения р. Мейданчай и р. Зинджирли, так и несколько юго-восточнее — в районе горы Буздух (этот разрез является прямым продолжением разреза Чаплинского оврага).

В большинстве разрезов северного склона Сосузлукской гряды описанные породы граничат с барремскими вулканогенно-осадочными отложениями по надвигу, который срезает базальную пачку конгломератов и плотных мергелей, переслаивающихся с алевролитами. Амплитуда надвига невелика, и он носит характер послынного срыва между породами разной компетентности.

В самой верхней части разреза этой пачки среди глинистых сланцев, как и в разрезе правого берега Чаплинского оврага, встречаются мелкие обломки и небольшие валуны габбро-амфиболитов, порфиритов и красных яшм. Особенно хорошо это видно в верховьях р. Тежякаячай, в районе Зинджирли. В этой же части разреза залегает и крупный олистолит, сложенный серпентинитами. Его протяженность около 100 м при мощности 20 м. Выше по разрезу почти повсеместно располагаются породы олистостромовой толщи, хорошо известной по разрезам горы Малая Калабойну и села Чапли. Контакт пачки глинистых сланцев и олистостромовой толщи почти повсеместно тектонический. В его зоне на расстоянии 5—7 м глинистые сланцы, мергели и песчаники превращены в мелкую оскольчатую щебенку, среди которой иногда видны обрывки пластов и складки.

Наиболее полный разрез олистостромовой толщи описан нами на правом берегу р. Мейданчай, к северу от Сосузлукской гряды. Непосредственно выше глинистых сланцев здесь располагаются песчаники и мелкогалечные конгломераты зеленого цвета, переполненные многочисленными обломками. Среди мелких (1—3 см) плохо окатанных обломков встречены порфириты, кремнистые туфы, туфоалевролиты, розовые и зеленые кремни, кремнистые известняки верхнеюрского облика, серые органические известняки, белые граниты. Внутри этой пачки встречаются и крупные (до 30 см в диаметре) хорошо окатанные валуны лавобрекчий кварцевых порфиров и карбонатизированных серпентинитов. Встречено также пластинообразное включение карбонатизированной ультраосновной породы длиной 1 м и мощностью 20 см. Все эти обломки погружены в обломочный песчаный цемент грязно-зелено-серого цвета. В этой же части разреза встречаются линзы пород, состоящие только из обломков афанитовых порфиритов и зеленых туфов. Обломки в линзах тесно притерты, и цемент в них практически отсутствует. Наблюдаются также прослой (?) розовых и зеленых кремнистых туфов, в которых благодаря их микрослоистости прекрасно видны каскады складок, дрожаящая слоистость и другие признаки подводно-оползневых деформаций. Мощность пачки около 8 м.

Выше следует пласт конгломератов грязно-зеленого цвета мощностью 10 м, в песчанистом цементе которого содержатся многочисленные обломки красных глинистых яшм, радиоляритов, красных и сизых кремнистых туфов, бирбиритов, карбонатизированных серпентинитов, красных и зеленых миндалекаменных порфиритов, плотных зеленых афанитовых порфиритов, розовых кремнистых известняков и серых кремнистых известняков.

Вверх по разрезу конгломераты сменяются осадочной брекчией (цементированной серыми песчаниками и мелкообломочными брекчиями), в которую погружены остроугольные неокатанные обломки серых перекристаллизованных известняков. Реже встречаются красные яшмы, зеленые и розовые порфириты, окремненные известняки бежевого цвета ($J_3?$), серые кварцевые порфиры. Величина обломков 3—10 см, однако некоторые валуны известняков достигают одного метра в диаметре. Сортировка и слоистость полностью отсутствуют. В цементе брекчии содержатся те же самые обломки размером до 1 см. Мощность пласта 5 м.

Выше следует пласт конгломерата, в котором почти нацело отсутствуют обломки известняков. Здесь содержатся хорошо окатанные порфириты зеленого и розового цвета, а также окатанные, полуокатанные и

неокатанные обломки красных яшм и розовых известняков. Внутри конгломерата, мощность которого около 8 м, встречен обрывок пласта красных яшм длиной 5 м и мощностью 50 см. Состав и цвет цемента непостоянны. Иногда он целиком состоит из мелких обломков зеленых порфиритов и тогда имеет серо-зеленый цвет, а иногда имеет вишнево-красный цвет за счет огромного количества обломков яшм и кремнистых туфов.

Еще выше располагаются конгломераты и гравелиты с обломками основных изверженных пород серо-зеленого цвета. Среди них встречаются огромные глыбы (по 15 м³) серых гранитов. Общая неполная мощность олистостромовой толщи в верховьях р. Мейданчай 1000 м. Вплоть до самой верхней части она имеет облик несортированной конгломератобрекчии, в которую включены разнообразные по составу и величине блоки пород. Например, в русле р. Мейданчай в месте слияния нескольких ручьев находится гигантская глыба белых мраморов, содержащих линзы и пропластки зеленых хлоритовых сланцев. Длина этой глыбы 500 м при ширине 300 м.

Немного восточнее описанного разреза среди конгломератов обнажается линза (более 100 м в поперечнике) флишеподобной толщи, состоящая из чередующихся пластов алевролитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов. Не исключено, что это крупный олистолит сеноманских пород.

Породы олистостромовой пачки испытывают чрезвычайно быстрые фациальные изменения в латеральном направлении. Поэтому в пределах Карабахской зоны вряд ли можно найти два идентичных разреза. Так, например, в верховьях р. Зинджирли олистостромовая пачка начинается с огромных (по 150—300 м³) блоков мраморов, радиоляритов, серпентинитов и порфиритов, которые приведены в тектоническое соприкосновение с породами песчано-глинисто-мергелистой пачки сеномана.

К востоку от р. Мейданчай толща приобретает хаотическое строение за счет огромного числа олистолитов, которые сложены в основном породами офиолитового комплекса. Величина отдельных пластин порфиритов и серпентинитов в районе оз. Канны-гель достигает протяженности 3—4 км. Это, по всей вероятности, останцы крупных тектонических покровов. Еще восточнее, в районе тропы, ведущей от русла Тоурагайчая к оз. Кара-гель (уроч. Налбандхана), преобладают олистолиты габбро и габбро-амфиболитов.

Очень часто удается отметить следующее обстоятельство: трещины кливажа, пересекающие отдельные обломки в конгломератах, не находят продолжения в цементе. Особенно хорошо это видно в красных яшмах, где трещины заполнены кальцитовыми прожилками. Граница обломка служит естественной границей и для прожилка, который никогда не продолжается в цементирующую песчано-конгломератовую массу. По моему мнению, это свидетельствует об этапе тектонических деформаций, предшествовавшем размыву офиолитовой серии пород.

Заканчивая описание олистостромовой толщи Карабахской зоны, отмечу только, что эта толща в зонах сгруза большого количества глыб офиолитового комплекса бывает очень похожа на тектонически переработанную вулканогенно-осадочную серию. Поэтому не удивительно, что всеми предыдущими исследователями (и мной в том числе) она принималась за самостоятельную вулканогенную формацию верхнемелового возраста. Породы, где олистострома приобретает облик слоистого конгломерата, считались конгломератовой фацией вулканогенного нижнего сенона, а отдельные олистолиты принимались за прослой вулканогенных пород (Ренгартен, 1959; Шихалибейли, 1964).

К северу от Сосузлукской гряды олистостромовая толща по надвигу приведена в соприкосновение с толщей серых и черных мергелей и известняков. Известняки содержат большое количество углефицированных

остатков флоры, а также неопределимые остатки аммонитов и пелеципод. В нижней части разреза эти карбонатные породы переслаиваются с пластами зеленых крупно- и среднезернистых песчаников. По всей видимости, в нижней части разреза этой толщи находится довольно мощная пачка хорошо сортированных слоистых песчаников зеленого цвета (насколько можно судить по району, расположенному к северо-востоку от горы Сосузлук). Г. И. Аллахвердиев (1959), проводивший детальные исследования в этом районе, отнес вышеописанные известняки к верхнему сенону. На наш взгляд, эти породы не имеют литологического сходства с серыми пелитоморфными известняками и мергелями кампана и маастрихта и в то же время литологически неотличимы от мергелей и известняков, подстилающих верхнесенонские отложения в разрезе горы Малая Калабойну. Очевидно, карбонатные породы верховьев р. Мейданчай также следует относить к верхней части нижнего сенона.

Таким образом, для Карабахской зоны в целом характерно присутствие мощного разреза юры и мела. В пределах этой зоны альб-сеноманские отложения, как и в пределах Сарыбабинской подзоны Севано-Акеринской зоны, залегают трансгрессивно с угловым несогласием на более древних породах. Однако здесь они располагаются не на породах офиолитового комплекса, как это имело место в пределах Севано-Акеринской зоны, а на осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях верхней юры — неокома. Поскольку вулканогенно-осадочная толща барремского (?) возраста повсеместно отсутствует в южных разрезах этой зоны (см. фиг. 12, 13), то можно думать, что южные части современной Карабахской зоны подверглись более глубокому размыву в предальбское время. Если вулканогенно-осадочная толща северного склона Сосузлукской гряды имеет барремский возраст, а перекрывающие ее конгломераты — альбский, то можно предполагать перерыв в осадконакоплении, охвативший весь аптский век. Анализируя строение олистостромовой толщи по площади, можно сделать вывод, что наиболее грубые ее фации сконцентрированы в северо-западной части Карабахской зоны. Этим она отличается от Севано-Акеринской зоны, в которой наибольшие мощности олистостромовой толщи и наиболее грубые фации с многочисленными олистолитами находятся в юго-восточной части.

СОМХИТО-АГДАМСКАЯ ЗОНА

С севера Карабахская зона ограничена крупным надвигом, вдоль которого вулканогенно-осадочные породы средней — верхней юры, слагающие так называемый Мровдагский антиклинорий (Леонтьев, 1949; Шихалибейли, 1966, 1967), надвинуты на юг. Мы не проводили специальных исследований в этой зоне и поэтому воспользуемся данными Э. Ш. Шихалибейли (1964), который детально описал юрские разрезы и структуру этого сложно построенного тектонического сооружения. Наиболее древние породы, обнажающиеся в пределах этой части Сомхито-Агдамской зоны, представлены вулканогенно-осадочными породами нижнего байоса. На западе это в основном толща агломератовых туфов порфиритов, которая в восточном направлении (примерно начиная с меридиана горы Гямыш) замещается плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами. Видимая мощность «нижней вулканогенной толщи» примерно 1500 м.

Эти породы перекрываются толщей кварцевых плагиопорфиров верхнего байоса. На северном склоне Мровдагского хребта она состоит из чередования туфогенных пород с кварцевыми плагиопорфирами. Их общая мощность 100—120 м. На южном склоне Мровдагского хребта туфогенные породы почти полностью отсутствуют и рассматриваемая толща сложена в основном кварцевыми порфиритами и брекчиевидными кварцевыми кератофирами. Мощность ее в этом районе 220 м.

Без видимого углового несогласия толща кварцевых плагиопорфиров сменяется «верхней вулканогенной толщей» байосского яруса, сложенной в основном «мощными лавовыми покровами кварцевых, роговообманково-кварцевых, плагиоклазовых, авгит-плагиоклазовых, авгитовых и авгит-гиперстеновых порфиров, агломератовых конгломератов, туфоконгломератов, лавобрекчий, туфобрекчий, а также туфопесчаниками и туфами» (Шихалибейли, 1964, стр. 21—22). Мощность толщи на северном склоне Мровдагского хребта колеблется от 1500 до 2000 м. Далее к северо-востоку, в пределах Кяпазской синклинали и так называемого Дашкесанского синклинория, среднеюрские вулканогенные образования перекрываются туфогенно-терригенными и карбонатными отложениями верхней юры.

СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ

Внутри Севано-Акеринской зоны широко распространена специфическая астратиграфическая формация — серпентинитовый меланж. Необходимо отметить, что еще совсем недавно меланжевые образования в пределах Малого Кавказа не выделялись. Все геологи описывали здесь обычную офиолитовую серию, в которой вулканогенно-осадочные породы прорываются ультраосновными и габброидными интрузиями.

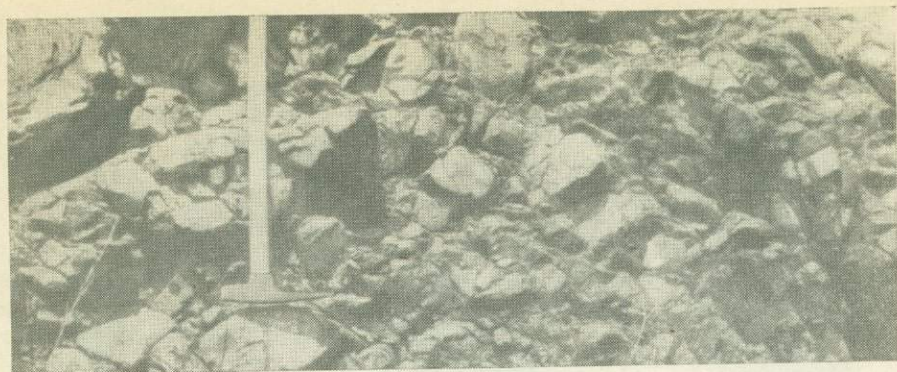
Лишь в последние годы в геологической литературе появились указания на наличие в пределах Малого Кавказа типичного меланжа как в пределах Севано-Акеринского, так и Вединского поясов (Хаин, 1968, 1969; Пейве, 1969; Ломизе, 1970; Книппер, 1971а, б).

Рассмотрим строение офиолитового комплекса внутри Севано-Акеринской зоны. Как указывалось, наличие офиолитовой серии резко отличает Севано-Акеринскую зону от соседних с нею Карабахской и Сомхито-Агдамской зон, где непереложенные выходы ее пород неизвестны. Однако и внутри Севано-Акеринской зоны серпентинитовый меланж неодинаков на площади. Здесь в принципе возможно выделение двух подзон, отчасти совпадающих с Сарыбабинской и Джильской структурно-фациальными подзонами. Однако, если при сопоставлении внутреннего строения меланжа Сарыбабинской подзоны и северо-западной части Джильской подзоны эта разница очень значительна, то при сравнении юго-восточной части Джильской подзоны с Сарыбабинской подзоной это отличие не столь существенно или же просто отсутствует.

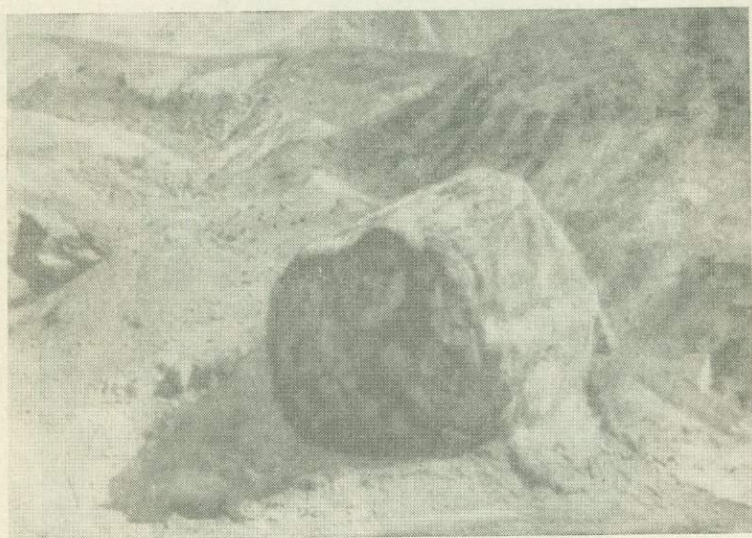
Рассмотрим внутреннее строение серпентинитового меланжа Севано-Акеринской зоны.

Сарыбабинская подзона

Внутри серпентинитового меланжа встречаются разнообразные по составу и происхождению образования, цементом которых являются ультрабазиты. Среди последних преобладают серпентиниты, образовавшиеся главным образом по перидотитам. Значительно меньше распространены серпентинизированные дуниты и слабо измененные пироксены. Эти бутыльно-зеленые, салатно-зеленые, иногда почти черные породы имеют как бы конгломератоподобное строение, выражающееся в том, что разного размера глыбы относительно слабо серпентинизированных ультрабазитов заключены в «цемент», состоящий из серпентинитовых сланцев и брекчий (фиг. 15). В последних даже микроскопически не всегда удается установить первичную природу ультраосновных пород. Особенно эффектно внутренняя структура ультрабазитов видна в тех местах, где серпентинитовые сланцы и брекчии магнетизированы (например в верховьях р. Магучай). Здесь отдельные блоки ультраосновных пород, не подвергшихся магнетизации, четко выделяются благодаря более темному цвету в обнажениях среди белых мукоподобных серпен-



Фиг. 15. Будинированные и брекчированные серпентиниты (район села Камышлы)



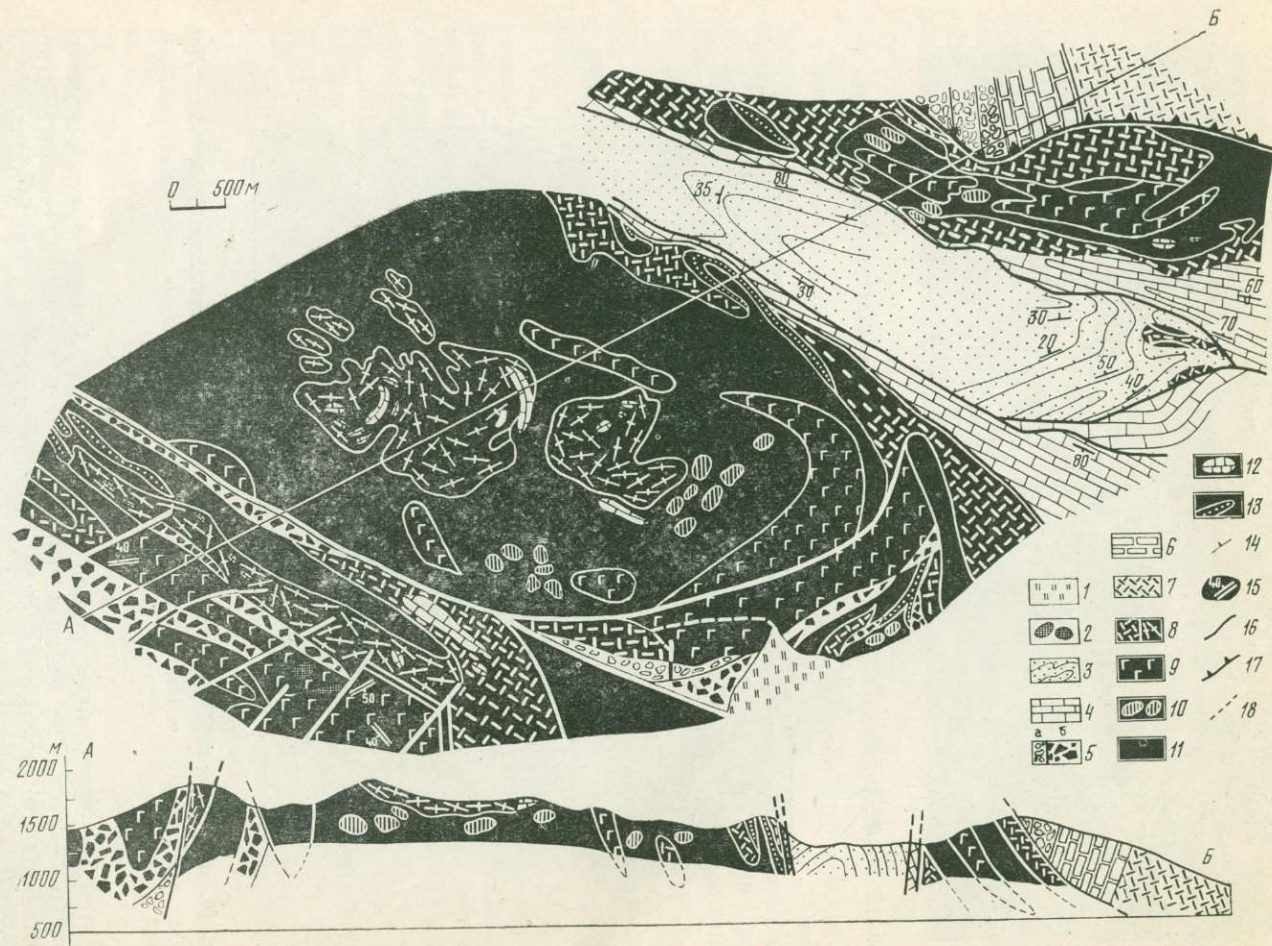
Фиг. 16. «Окатыш» габбро-амфиболита в серпентинитовом меланже. Район села Лев Средний план (темное) — глыба порфиритов, задний план — окремненные известняки титона — неокома

тинитов. Величина таких блоков самая разнообразная: от микроскопической до 1—2 км. Так же сильно изменяется и форма включений. Встречаются блоки эллипсоидальной, кирпичеобразной, плитообразной и утюгообразной формы. Их грани всегда как бы сглажены и зализаны. Нередки и включения почти идеальной округлой формы. Все они заключены в тонкую серпентинитовую рубашку, на отполированной поверхности которой видны многочисленные борозды скольжения, пересекающиеся под самыми различными углами.

Соотношение массивных, слабо серпентинизированных ультрабазитов с серпентинитовыми сланцами и серпентинитовыми брекчиями по площади может меняться. В некоторых местах (уроч. Гейдара) преобладают массивные, слабо серпентинизированные гарцбургиты, а серпентинитовые сланцы и брекчии играют резко подчиненную роль. В этом случае серпентинитовые сланцы слагают кайму вокруг огромных блоков и как бы отделяют один блок от другого или же трассируют собой зоны многочисленных тектонических трещин внутри массивных перидотитов.

Фиг. 17. Геологическая карта междуречья Тертера и Левчая между селами Чайкенд и Камышлы

- 1 — нерасчлененные четвертичные отложения;
- 2 — андезитовые некки третичного возраста;
- 3 — флишоидная толща палеогена;
- 4 — известняки верхнего сенона;
- 5 — терригенная толща альба — нижнего сенона (а — конгломераты и песчаники, б — олистострома);
- 6 — известняки и кремнистые сланцы титона — неокома;
- 7 — порфириты и туфы средней — верхней юры; офиолитовый комплекс;
- 8 — вулканогенно-осадочная толща,
- 9 — габбро-амфиболитовый комплекс,
- 10 — то же, мелкие блоки в серпентинитах,
- 11 — серпентиниты,
- 12 — линзы известняков в вулканогенно-осадочной толще и блоки в серпентинитах,
- 13 — дивствениты;
- 14 — падение пород;
- 15 — падение гнейсовидности (полосчатости) в габбро-амфиболитовом комплексе;
- 16 — сбросы и взбросы;
- 17 — надвиги;
- 18 — предполагаемые границы;
- А — Б — линия профиля



В эту серпентинитовую массу погружены включения разнообразнейших по составу и происхождению пород. Обычно более плотные, чем серпентиниты, они хорошо выделяются в рельефе, слагая отдельные холмы и остроконечные горы (фиг. 16). Округлые или эллипсоидальные они образуют иногда очень крупные массивы, протягивающиеся на 10—15 км при ширине 1—2 км.

Эти огромные массивы всегда сложены породами офиолитовой серии — габброидами и образованиями вулканогенно-осадочной серии. В плане они обычно имеют линзообразную форму, а в разрезе большей частью форму клина или плиты, что устанавливается или же непосредственными наблюдениями в глубоких каньонах рек, или же при интерпретации данных геологического картирования.

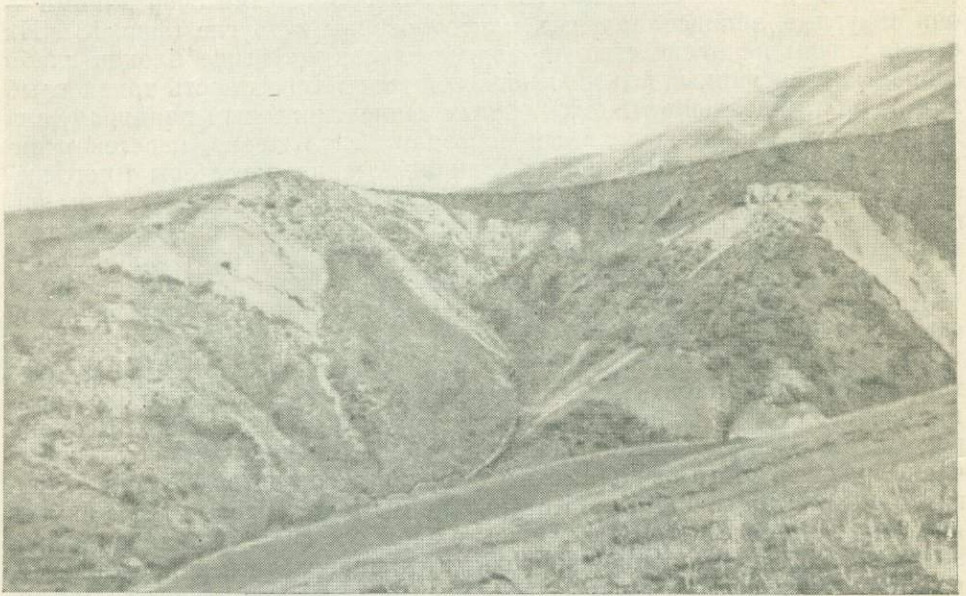
Реже встречаются блюдцеобразные массы, подошва которых залегает относительно неглубоко. Контакт этих включений с серпентинитами имеет в плане весьма причудливую форму и целиком зависит от рельефа местности (фиг. 17). Более мелкие блоки или глыбы размером от 1 до 300—400 м³ в плане обладают самыми разнообразными очертаниями — они округлые, эллипсоидальные, плитообразные и другие (фиг. 18). Их форма ничем не отличается от формы описанных выше блоков слабо серпентинизированных ультраосновных пород. Поверхность таких глыб или покрыта идеально отполированным серпентинитовым панцирем, или же испещрена многочисленными бороздами скольжения, пересекающимися в различных направлениях. Эти включения рассечены многочисленными трещинами, вдоль которых серпентинитовая масса как бы нагнетается внутрь блока. Нередко серпентиниты и заключенные в них тектонические отторженцы габбро-амфиболитового и вулканогенно-осадочного комплексов образуют сложную систему взаимно перекрывающихся тектонических покровов, что особенно характерно для присеванской части Сарыбабинской подзоны.

Наибольшим распространением среди глыб пользуются различного типа габброиды, диабазы, основные эффузивы и их туфы, а также кремнистые осадочные породы (в том числе и красные яшмы). Все они рассыпаны в серпентинитах как «горох» таким образом, что любые члены разреза этого офиолитового комплекса соседствуют один с другим в различных сочетаниях. Красные яшмы и кремнистые туфы внутри каждого тектонического блока смяты в сложную систему складок и пронизаны многочисленными кварцевыми и карбонатными прожилками, которые никогда не выходят за пределы блока в серпентиниты. Порфириты и породы габброидного ряда внутри отдельных блоков необычайно сильно брекчированы и иногда состоят как бы из отдельных плотно притертых остроугольных обломков. В то же время породы вулканогенно-осадочной серии и габброиды слагают и крупные протяженные массивы или линзы, протягивающиеся на 10—15 км при ширине 1—2 км. Таковы Чайкендский и Левчайский габбро-амфиболитовые массивы, а также тектонические линзы порфиритов верховьев рек Левчай и Шамкирчай. Габброидные породы внутри этих тектонических линз описаны Ш. А. Азизбековым (1950) и ничем не отличаются от аналогичных пород Джил-Сатанахачского массива (Абовян, 1966). Нередко они обладают четкой полосчатой текстурой, что очень хорошо видно в Караиманском, Джанахмедском, Зодском и Чайкендском массивах. Резкое изменение простираний полосчатости внутри какого-либо одного массива позволяет иногда утверждать, что эти массивы состоят из отдельных плотно притертых блоков (см. фиг. 17).

Наблюдаются участки или зоны, где габброиды представляют собой сплошную тектоническую брекчию, иссеченную полевошпатовыми и цоизитовыми прожилками разной мощности. Эти жилы не встречаются ни в серпентинитах, ни в породах вулканогенно-осадочной серии. Их распространение четко лимитируется контурами габбрового блока.



Фиг. 18. Блоки радиоларитов и розовых известняков в серпентинитах. Район села Камышлы

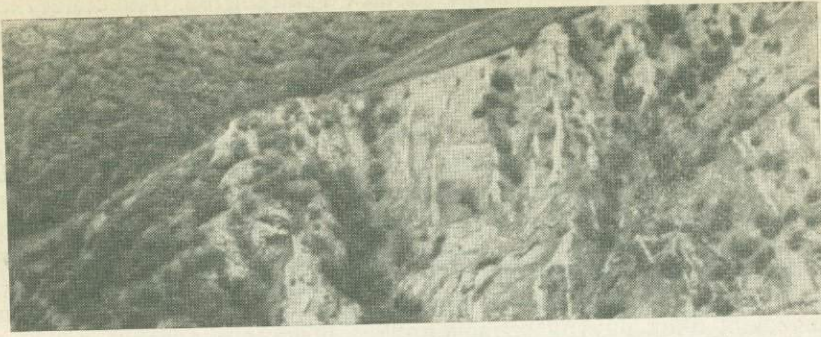


Фиг. 19. Тектоническая линза красноцветных конгломератов коньякского яруса среди серпентинитов (южный склон Шахдагского хребта к северу от села Караиман)

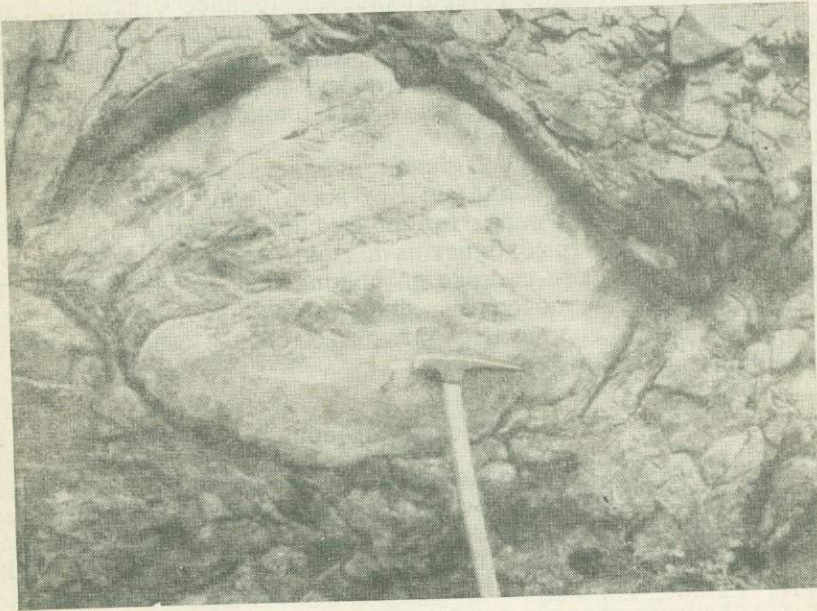
Внутри крупных блоков вулканогенно-осадочной серии в целом не наблюдается столь сильной тектонической переработки, которую мы видим внутри серпентинитов и габброидных массивов. Внутри них зачастую прослеживаются отдельные осадочные горизонты (туфы, линзы известняков), которые позволяют расшифровать внутреннюю структуру этих тектонических клиньев.

Среди пород офиолитового комплекса, главным образом среди серпентинитов, встречаются включения разнообразнейших осадочных пород, не имеющих отношения к офиолитовой серии. Это терригенные отложения альба — сеномана, конгломераты и песчаники нижнего сенона (северный и южный склон Шахдагского хребта к северу от поселков Джанахмед и Караиман; фиг. 19), известняки верхнего сенона (район села Камышлы, правый берег р. Шымпыртдара), нуммулитовые известняки эоцена (правый берег р. Шымпыртдара). Все эти тектонические отторженцы обычно залегают в краевых частях зон распространения офиолитов по соседству с коренными выходами меловых или палеогеновых

Караиман



Фиг. 20. Дайки родингитизированных диабазов в серпентинитах (район села Алчалы)



Фиг. 21. Будина родингитов в серпентинитах

пород. Их возраст легко устанавливается по находкам фауны или же по полному литологическому сходству с лежащими рядом фаунистически датированными разрезами. В то же время среди серпентинитов встречаются и блоки осадочных пород, неизвестных в пределах этой части складчатой системы Малого Кавказа. Это в основном серые и черные битуминозные известняки, напоминающие по внешнему облику палеозойские образования Нахичеванской АССР, а также различного типа органогенные известняки, возможно, верхнеюрского возраста (Халин и др., 1949) и розовые песчаные известняки верхнего триаса (Соловкин, 1950). Количество таких включений невелико.

Подчиненное значение в общем объеме серпентинитового меланжа Сарыбабинской подзоны имеют и метаморфические породы, хотя встречаются они повсеместно. Это в основном массивные белые сахаровидные и ленточно-слоистые мраморы, последние нередко содержат прослойки зеленых кварц-хлорит-карбонатных сланцев. Очень часто встречаются также тектонические отторженцы темно-зеленых полосчатых амфиболи-

тов, прекрасно картируемых среди серпентинитов на правом берегу р. Агкаячай, и пироксен-плагноклазовых гранулитов. Повсеместно наблюдаются блоки различных кристаллических сланцев, среди которых имеются кварц-серицитовые и хлорит-серицитовые зеленые сланцы.

К особой группе метаморфических образований следует отнести многочисленные тела белых родингитов, возникших в результате метасоматической переработки диабазовых и габбро-диабазовых даек во время серпентинизации ультраосновных пород (Coleman, 1963; Dal Piaz, 1969). Эти дайки никогда не выходят за пределы серпентинитовых тел. Обычно они очень сильно тектонически переработаны: разорваны, будинированы, смяты в сложную систему складок. Иногда родингиты переполняют серпентиниты, что очень хорошо видно к западу от с. Алчалы (фиг. 20, 21).

Таким образом, видно, что каждая отдельная глыба или крупный тектонический блок внутри серпентинитов обычно слагается какой-либо одной породой или близким набором пород (например, линзы, сложенные породами вулканогенно-осадочной серии). Однако встречены и отдельные блоки, имеющие гетерогенное внутреннее строение, где все вышеописанные породы тесно притерты одна к другой. Здесь соседствуют радиоляриты и габбро-амфиболиты, известняки и метаморфические породы и др. Все эти образования хаотически перемешаны и очень сильно брекчированы. На поверхности отдельных блоков нередко видны примазки серпентина и борозды скольжения.

Как уже говорилось, особой закономерности в распределении этих блоков по составу не наблюдается. Все же в целом наиболее крупные и многочисленные выходы пород габбро-амфиболитового комплекса расположены в пределах Сарыбабинской подзоны полосой, протягивающейся от пос. Чайкенд на юго-востоке до района пос. Караиман на северо-западе. Большинство включений амфиболитов в серпентинитах располагается на северном склоне Шахдагского хребта к северу от поселков Гейсу, Шишкая и Караиман¹.

Джилльская подзона

Строение серпентинитового меланжа в юго-восточной части подзоны в принципе не отличается от такового Сарыбабинской подзоны. Можно только отметить, что в Джилльской подзоне все включения в серпентинитах имеют относительно правильную удлиненную форму (что, впрочем, характерно и для прилегающей части Сарыбабинской подзоны). Наряду с крупными блоками вулканогенно-осадочных пород в этой части подзоны содержатся и крупные линзовидной формы тектонические отторженцы олистостромового комплекса.

Офиолитовая серия северо-западной части Джилльской подзоны имеет резко иное строение. Здесь серпентинитовый меланж практически отсутствует, и офиолитовый комплекс представлен крупным массивом ультраосновных и основных пород, известным в литературе под названием Джил-Сатанахачского. При описании стратиграфических разрезов мы уже коротко охарактеризовали его строение. Здесь важно отметить, что ультраосновные породы в этом районе представлены главным образом относительно массивными серпентинитами, надвинутыми на отложения Сарыбабинской подзоны. Повсеместно выше них располагается мощная пластина разнообразных по типу габбро, кварцевых диоритов и даже плагногранитов, которая слагает как бы «шляпу» или покрывку ультрабазитов. Такое строение массив сохраняет вплоть до верховьев р. Магучай. Как об этом уже писал С. Б. Абовян (1959), породы габброидного

¹ Интересно, что наибольшее количество обломков метаморфических пород в отложениях нижнего сенона сосредоточено именно в районе этих сел (см. разрезы северо-западной части Сарыбабинской подзоны).

комплекса постепенно сменяют собой вверх по разрезу породы ультраосновного ряда. Местами контакт между этими двумя типами пород сорван, и тогда в верхней части ультраосновного тела наблюдаются зоны типичных серпентинитовых брекчий с конгломератовидной текстурой, милонитов и др.

Мощная зона дробления наблюдается и в лежащем, надвинутом боку серпентинитового тела, где мощность ее достигает 300—400 м. В юго-восточном направлении мощность зоны брекчированных пород постепенно увеличивается и они как бы «съедают» массивные перидотиты Джил-Сатанахачского массива. В верхнем течении р. Магучай небрекчированные ультрабазиты практически отсутствуют, и под породами габброидного ряда располагаются только тектонически переработанные серпентиниты. Одновременно в этих породах появляется большое количество включений инородных пород, и офиолитовый комплекс на этом участке приобретает черты строения типичного серпентинитового меланжа, неотличимого от меланжа Сарыбабинской и южной части Джильской подзоны.

Изложенный материал не оставляет никакого сомнения, что породы офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны претерпели тектоническую переработку. Вопрос может стоять лишь о том, насколько сильно эти движения затушевывали первичные соотношения между отдельными членами офиолитовой ассоциации. Может быть, это тектоническое перемешивание не столь уже велико, и описанная выше картина в значительной мере определена последовательным внедрением интрузий гипербазитов и габбро в эффузивно-осадочный комплекс, а все включения в серпентинитах являются ксенолитами?

При постановке этого вопроса следует учитывать одно немаловажное обстоятельство: поскольку офиолитовый комплекс пород имеет доальб-сеноманский возраст, то речь может идти только о его доальб-сеноманской структуре, поскольку тектонические перемещения меланжа в более позднее время вполне очевидны (более подробно об этом будет сказано ниже). Сейчас мы только напомним, что в состав меланжа включены блоки всех перекрывающих его пород, что он в виде протрузий прорывает верхнеэоценовые отложения (Книппер, 1965б, также см. фиг. 10) и что ультраосновные породы надвинуты на верхнемеловые и палеогеновые образования (Книппер, 1966).

Вопрос о первичной «стратиграфии» офиолитовой ассоциации имеет принципиальное значение для понимания его происхождения в целом. В главе, посвященной происхождению пород офиолитовой серии, будет показано, что взаимоотношения, наблюдающиеся внутри офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны, резко отличают ее от разрезов офиолитов Лигурийского побережья Италии и массива Вуринос, которые могут считаться эталонными после работ П. Пассерини (Passerini, 1965) и Ж. Брюнна (Brunn, 1960) и в которых, как известно, внутри офиолитов наблюдается вполне определенная последовательность. На эти разрезы обратили внимание А. В. Пейве (1969) и автор настоящей работы (Книппер, 1970, 1971а, б).

В этих районах офиолитовая серия слагает стратифицированный разрез, в основании которого залегают ультраосновные породы, средняя часть его сложена различными габброидами, а сверху преобладают различного типа основные вулканиты. Венчается разрез кремнистыми породами, в том числе и радиоляритами.

При любой точке зрения на образование этой толщи — является ли она дифференцированным лавовым потоком (Brunn, 1960) или блоком океанического фундамента с его эффузивно-осадочной крышкой (Пейве, 1969; Книппер, 1970, 1971а) — самые древние породы в ней ультрабазиты, а самые молодые — радиоляриты. Таким образом, в этих, очень полных, разрезах картина как раз обратная той, которую следует

предполагать для Севано-Акеринской зоны, если придерживаться интрузивной гипотезы происхождения ультрабазитов и габбро. При этой концепции последовательность пород в офиолитовой серии Малого Кавказа должна быть следующей (от древних к молодым): основные эффузивные породы → радиоляриты → интрузии гипербазитов → интрузии габбро.

Это, естественно, наводит на мысль об особых условиях формирования офиолитов Армении и Азербайджана, что, однако, как будет показано ниже, не совсем верно. К сожалению, в пределах Севано-Акеринской зоны нам не удалось обнаружить единого непрерывного разреза, подобного таковому в Италии и Греции, хотя в отдельных крупных блоках меланжа элементы этой последовательности наблюдаются. Выше говорилось о том, что в пределах Джил-Сатанахачского массива С. Б. Абовяном (1959) уже давно описан разрез, в основании которого залегают различного типа ультраосновные породы, постепенно сменяющиеся вверх через зону переслаивания троктолитов и анортзитов различными габброидными породами, а затем диоритами и даже плагиогранитами.

Наличие определенной последовательности внутри эффузивно-осадочной серии было отмечено еще Э. Х. Шихалибеги (1964) для района верхнего течения р. Тертер, где нижняя его часть сложена главным образом эффузивами, а верхняя — глинистыми сланцами и кремнистыми породами.

В пределах исследованной части Севано-Акеринской зоны контакт между этими двумя принципиально отличными группами пород офиолитового комплекса повсеместно тектонический, и поэтому вопрос о первичных (доальб-сеноманских) взаимоотношениях на известном нам материале однозначно не решается. К этому вопросу мы подойдем лишь в конце настоящей работы. Сейчас мы можем говорить лишь о том, что в настоящее время тектонические взаимоотношения между породами, входящими в состав меланжа, несомненны (они и не могут быть иными, поскольку возраст пород офиолитового комплекса доальб-сеноманский). Однако насколько сильно верхнемеловые и олигоценовые движения исказили первичные взаимоотношения пород внутри офиолитового комплекса, сказать трудно. Если некогда строение разреза офиолитовой ассоциации было близким к таковому в Италии и Греции, то это тектоническое перемешивание было необычайно сильным.

Заканчивая описание офиолитовой серии Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа, отметим, что весь изложенный материал позволяет говорить о том, что в настоящее время выходы офиолитов в Севано-Акеринской зоне представляют собой как бы тектоническое месиво, в котором заключены самые разнообразные по возрасту и происхождению породы. Эти образования имеют полное тождество с меланжем, описанным во многих районах Альпийской зоны, и именно так и должны называться (Bailey, McCallien, 1951—1953; Gansser, 1960; Казьмин, 1971; и др.). Любое другое название (например офиолитовая формация) только смазывает особенности внутренней структуры и происхождения этих образований.

О ВОЗРАСТЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОРОД СЕРПЕНТИНИТОВОГО МЕЛАНЖА

Для правильного понимания возникновения и истории развития серпентинитового меланжа весьма существенно установление возраста слагающих его пород. Ранее мы уже коснулись проблемы возраста некоторых осадочных образований, включенных в меланж. Наиболее сложным и важным представляется вопрос о времени образования и происхождении пород офиолитового комплекса, поскольку именно эти породы являются необходимой и главной составной частью меланжа.

По всей видимости, происхождение эффузивно-осадочной части офиолитовой ассоциации особых вопросов не вызывает. Разнообразные диабазы, порфириды и спилиты (часть из которых обладает подушечной текстурой), переслаивающиеся с горизонтами туфобрекчий и туфов, вне всякого сомнения, являются продуктами подводного вулканизма. Ясен осадочный генезис и карбонатно-кремнистых отложений, венчающих разрез эффузивной толщи. Значительно более сложен вопрос о возрасте всей этой серии пород.

Изложенный материал позволяет говорить о доальбском возрасте офиолитовой серии Севано-Акеринской зоны.

Однако, к сожалению, в пределах Малого Кавказа, впрочем как и на большей части Альпийского складчатого пояса, фаунистические остатки внутри эффузивно-осадочной серии чрезвычайно редки. В Севано-Акеринской зоне они встречаются только в пелитоморфных известняках и радиоларитах верхней части разреза этой толщи. Уже давно Р. Х. Липман из радиоларитов районов села Надирханлы (левый берег р. Тертер) и села Гейсу (северо-восточное побережье оз. Севан) определила следующие виды радиоларий: *Dictyomitra* sp. 1 et sp. 2, *Lithocampe* sp., *Stichocapsa* sp., *Tricolapsa* sp., *Dicolocapsa* sp., *Amphibrachium* sp., *Theocampa* sp., *Theosirvingium* sp., *Porodiscus* sp. «По заключению Р. Х. Липман, родовой состав этой ассоциации указывает, что возраст пород с радиолариями несомненно мезозойский, вероятно, верхнеюрский — нижнемеловой» (Ренгартен, 1959, стр. 323). Нами собраны также образцы радиоларитов, содержащие многочисленные скелеты радиоларий. Сборы производились как из глыб, заключенных в серпентинитах, т. е. из серпентинитового меланжа, так и из галек и олистолитов, находящихся в виде обломков в базальных конгломератах альб-сеноманского возраста и в олистостромовой толще. Сборы яшм из обломочных толщ были необходимы ввиду того, что эти обломки многими исследователями считаются продуктами размыва некоего докембрийского офиолитового комплекса, обнажения которого в настоящее время в пределах Севано-Акеринской зоны отсутствуют (Шихалибейли, 1967).

В урочище Аджарис в красных яшмах, залегающих внутри серпентинитового меланжа, М. Н. Шелеховой были определены следующие роды радиоларий: *Porodiscus* sp. 1, *P.* sp. 2., *Dictiomitra* sp. 1., *D.* sp. 2, *Rhopalastrium* sp. 1., *R.* sp. 2, *Histiastrum* sp. 1, *H.* sp. 2, *H.* sp. 3, *Stichocapsa* sp. 1. В красных яшмах, находящихся в виде олистолитов в олистостромовой толще в районе сел Башлыбель и Надирханлы встречены следующие радиоларии: *Porodiscus* sp. 1., *Dictiomitra* sp. 1, *D.* sp. 2, *Stichocapsa* sp. 1, *Tricolapsa* sp. 1, *Lithocampe* sp.

По мнению М. Н. Шелеховой, указанный родовой состав свидетельствует о меловом возрасте содержащих их пород. Это, на наш взгляд (учитывая приведенные выше данные о перекрытии меланжа альб-сеноманскими отложениями), позволяет, во-первых, говорить, что верхи эффузивно-осадочной серии офиолитового комплекса имеют нижнемеловой возраст и, во-вторых, снять с обсуждения вопрос о докембрийском возрасте яшм, содержащихся в виде обломков в олистостромовой толще.

Таким образом, можно предположить, что возраст верхней части эффузивно-осадочной толщи Севано-Акеринской зоны близок к возрасту этой же толщи большинства районов Альпийского складчатого пояса (Казьмин, 1966; Пейве, 1969).

Особняком стоит вопрос о возрасте «интрузивной» части офиолитового комплекса. Эта проблема связана не только с происхождением ультрабазитов и габброидов офиолитовой серии пород, но также и со способом становления их в верхней части земной коры. Ниже разбору этого вопроса мы посвятим еще не одну страницу, а пока отметим только, что возраст этих пород заведомо досреднеюрский. В. Ф. Морковкиной и Г. С. Арутюняном (1971) в районе села Памбак среди серпентинитов

Джил-Сатанахачского массива были найдены два тела плагиигранитов, одно из которых содержит биотит, а другое мусковит. Определение радиологического возраста этих пород К—Аг методом дало цифру 168 ± 8 млн. лет. «Поскольку этот возраст определен по двум минералам из разных тел плагиигранита, эта идеальная сходимость результатов определения заставляет относиться к ним с полным доверием» (Морковкина, Арутюнян, 1971, стр. 136).

Были отобраны образцы пегматитовых габбро из Левчайского массива. Возраст полевых шпатов из них оказался равным 583 ± 30 млн. лет (определения проводились К—Аг методом в Лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ИГГД АН СССР).

Ниже мы переходим к описанию очень своеобразной серии пород, широко распространенной в меланже Севано-Акеринской зоны и выделяющейся большинством геологов под названием габбро-амфиболитового комплекса. Как уже указывалось, эти породы слагают крупные массивы или заключенные целиком в серпентинитах, или же слагающие плитообразное тело, постепенно сменяющее вверх по разрезу (в современной структуре) ультрабазиты. Наиболее протяженные выходы этих пород располагаются вдоль северной части Джил-Сатанахачского массива, в верхнем течении р. Магучай, на левом берегу р. Шамхорчай и в районе пос. Лев. Крупные их массивы протягиваются прерывистой полосой и вдоль южного края Сарыбабинской зоны от района пос. Джанахмед, через Зодский перевал к пос. Чайкенд.

По мнению большинства исследователей, «габбро-амфиболиты прорывают... полосы серпентинитов и встречаются в виде штоков и линз, вытянутых в общекавказском направлении, параллельно общему простиранию гипербазитовых интрузий. По составу породы этих интрузий представлены габбро-амфиболитами и амфиболитами. Первые обычно слагают центральную часть выходов, а вторые являются краевыми фациями в контакте с серпентинитами» (Шихалибейли, 1966, стр. 211). Наблюдаемые в габбро-амфиболитах полосчатые текстуры, расланцевание и блаетез, как и амфиболизация габброидов, связываются Э. Ш. Шихалибейли с дислокационным метаморфизмом в глубоких зонах, который происходил в постмагматическую фазу застывания пород.

В целом всеми исследователями внутри габбро-амфиболитового комплекса выделяются следующие породы: троктолиты, габбро-пироксениты, габбро-нориты, нормальные габбро, габбро-пегматиты, габбро-амфиболиты и амфиболиты. Г. С. Арутюнян среди вышеописанных пород выделил также доизититовые габбро и цоизититы. «В относительно крупных массивах эти породы обычно встречаются совместно, и в распределении их по площади особых закономерностей установить не удастся. Преобладают среди них оливиновые и нормальные габбро. Необычайно характерным для них является наличие четкой гнейсовидной текстуры, выраженной в чередовании лейкократовых, мезократовых и меланократовых прослоев. Здесь же, среди этих гнейсовидных габбро располагаются линзы габбро-пегматитов, габбро-пироксенитов и амфиболитов (иногда гранатовых). Проследивая тела габброидов по простиранию и по падению, можно заметить, что они быстро меняют как состав, так и структуру. Так, нередко наблюдается как на небольшой площади (примерно $1,5-2 \text{ м}^2$) неравномернозернистые троктолиты, с большой вариацией содержания оливина и плагиоклаза, сменяются оливиновыми габбро, габбро-пегматитами, анортозитами и сравнительно реже — пироксенитами» (Арутюнян, 1968, стр. 20).

Очень характерно для этих образований также постоянное присутствие среди них линз и шпировидных включений серпентинитов. «...Габброиды и гипербазиты находятся далеко не в одинаковых взаимоотношениях. В одних случаях они имеют постепенные расплывчатые перехо-

ды через меланократовые троктолиты и плагиоклазовые перидотиты к гипербазитам¹, в других — наблюдаются резкие и, наконец, в третьих — секущие по отношению к гипербазитам контакты. Такое взаимоотношение можно наблюдать не только в разрезах (обнажениях), но даже в сравнительно крупных штучных образцах» (Арутюнян, 1968, стр. 19). Г. С. Арутюнян (1968), В. Ф. Морковкина и С. И. Гаврилова (1969), изучавшие этот комплекс пород, пришли к выводу, что он возник в результате метасоматической переработки ультраосновных пород. По их мнению, образование габброидов связано с фельдшпатизацией, пироксенизацией, амфиболлизацией уже серпентинизированного ультраосновного субстрата, что доказывается порядком образования минералов при микроскопическом изучении. «Процесс габброизации гипербазитов, по-видимому, происходил под воздействием глубинных растворов, богатых глиноземом, кальцием и натрием... Габброизация гипербазитов — процесс очень сложный, длительный и, по-видимому, многофазный, поэтому многие стороны его еще неясны и требуют всестороннего изучения» (Арутюнян, 1968, стр. 23).

Все эти породы претерпели интенсивную тектоническую переработку, что выражается в наличии трещин, инъецированных полевым шпатом. Часто породы приобретают вид настоящей тектонической брекчии, где обломки гнейсовидных габбро разбиты сетью многочисленных трещин, повернуты один относительно другого и сцементированы полевошпатовыми прожилками, направление которых целиком подчинено этой трещиноватости. Толщина прожилков колеблется от долей миллиметра до 30—40 см, и тогда породы приобретают вид настоящих мигматитов.

Однако среди массивов, сложенных породами габбро-амфиболитового ряда, встречаются крупные тела, или блоки, сложенные резко иным комплексом пород, который может быть выделен под названием габбро-диабазового и долеритового. Наиболее протяженные выходы этих образований находятся к северо-востоку от пос. Джанахмед. Здесь вскрыт комплекс метаморфизованных пород основного состава, подвергшийся сильному тектоническому дроблению. Эти породы буквально пронизаны «роями» даек, сложенными мелкозернистыми габбро, габбро-диабазами, долеритами и диабазовыми порфиритами серого и серовато-зеленого цвета. Здесь же встречаются и тела пироксенитового состава. Количество даек необычайно велико, и иногда даже трудно сказать, какую толщину они прорывают. Эти породы также очень сильно брекчированы, катаклазированы и будинированы.

Все описанные породы метаморфизованы (что выражается в их повсеместной, но неравномерной амфиболлизации) и пронизаны плагиогранитными инъекциями. Интересно, что среди этих метаморфизованных пород находятся отдельные удлиненные, иногда изометричные блоки свежих порфиритов красного и зеленого цветов, причем некоторые из них обладают прекрасной миндалекаменной текстурой. Плагиогранитные инъекции в этих породах полностью отсутствуют. По внешнему виду они очень схожи с порфиритами эффузивно-осадочной серии офиолитового комплекса. Возможно, что это тектонически разорванные корневые части лавовых покровов эффузивной серии.

Таким образом, по полевым наблюдениям создается впечатление, что породы габбро-диабазового комплекса представляют собой остатки какой-то древней эффузивной серии основного состава, которая буквально переполнена «роями» даек долеритов и диабазов. В дальнейшем все породы были передроблены и инъецированы серией жил плагиогранитного состава. С этим же временем, очевидно, связана общая пере-кристаллизация и амфиболлизация всего комплекса пород. Затем эти образования были вновь прорваны серией даек порфиритового состава и вновь передроблены.

¹ Этот тип перехода был описан С. Б. Абовяном для Джил-Сатанахачского массива.

Следует также отметить, что в постоянной пространственной ассоциации с породами габбро-амфиболитового комплекса находятся разного рода метаморфические образования, возникшие по осадочным и эффузивным породам. Наиболее часто внутри габбро-амфиболитов встречаются полевошпатово-мусковитовые и полевошпатово-биотитовые сланцы, содержащие линзы белых сахаровидных и ленточно-слоистых мраморов. Последние иногда слагают гигантские линзы (район села Агдаш, район к северу от села Алчалы и др.). Наиболее крупные массивы этих пород обычно залегают в краевой части габбро-амфиболитового комплекса, в зоне его контакта с породами вулканогенно-осадочной серии или с серпентинитами. Небольшие линзы мраморов и кристаллических сланцев протяженностью 25—30 м встречаются и внутри полосчатых габбро. Теснейшим образом с породами габбро-амфиболитового комплекса связаны и пачки серо-зеленых альбитизированных долеритов (спилитов?), которые в районе села Караиман как бы переслаиваются с породами габбро-амфиболитового ряда.

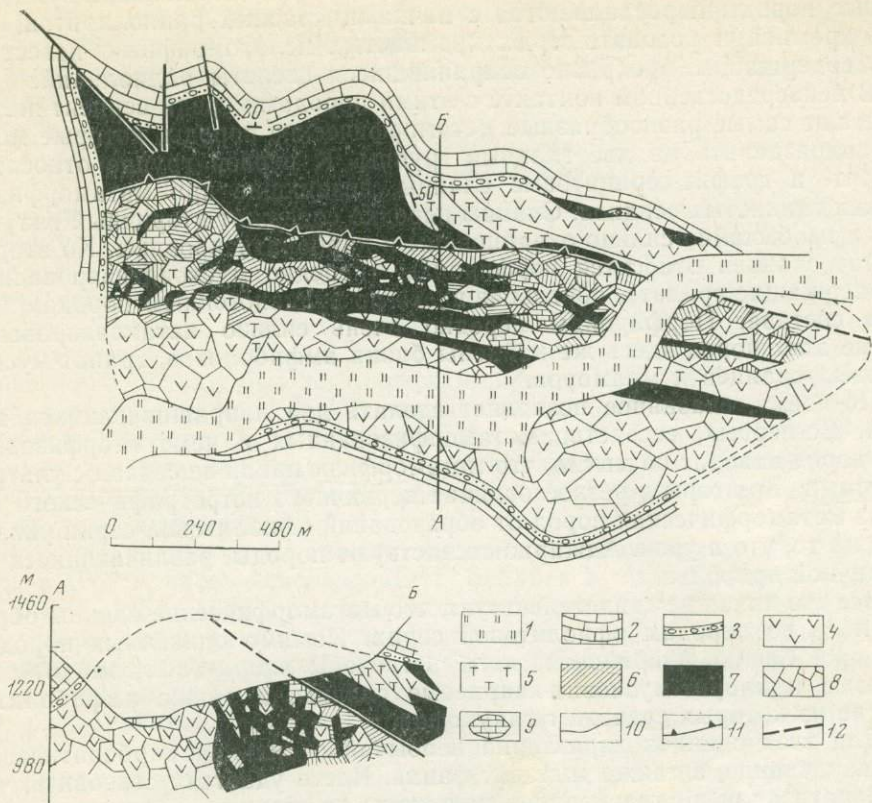
Сказанное выше дает право предполагать, что серия габбро-амфиболитовых пород, выделяющаяся в пределах Сарыбабинской подзоны, представляет собой сложный метаморфический комплекс, возникший в результате преобразования ультраосновных пород, с одной стороны, и эффузивно-осадочных — с другой. Если это так, то рассматриваемые породы очень похожи на таковые Урала, которые, по мнению В. Ф. Морковкиной (1962, 1967), А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой (1967), могли возникнуть только в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. В заключительных главах настоящей работы мы вновь вернемся к обсуждению этой проблемы, а пока отметим только одно обстоятельство: если все сказанное выше справедливо, то необходимо предполагать существенный перерыв во времени образования ультрабазитов и пород габбро-амфиболитового комплекса, с одной стороны, и вулканогенных образований эффузивно-осадочной серии — с другой. За время этого перерыва ультраосновные и основные породы прошли сложную тектоническую историю, во время которой и возник габбро-амфиболитовый комплекс.

Необходимо отметить, что территориально к выходам пород габбро-амфиболитового ряда приурочены небольшие тела гранитоидов. При их становлении «важное значение приобрели процессы взаимодействия магм с окружающими породами и явлениями экзоконтактового метаморфизма, проявившегося главным образом в процессах амфиболитизации и фельдшпатизации. В результате этого породы вмещающей толщии приобрели строение и состав кварцевых диоритов, диоритов, габбро-диоритов и роговообманковых габброидов» (Морковкина, Гаврилова, 1969, стр. 58).

Важно отметить, что тела плагиогранитов никогда не выходят за пределы габбро-амфиболитового комплекса. Это заставляет нас думать о том, что время их становления предшествовало времени формирования эффузивно-осадочной серии офиолитовой ассоциации.

Особую проблему представляет также вопрос о возрасте метаморфических сланцев, включенных в меланж. В настоящее время очень популярна среди геологов Азербайджана точка зрения об их молодом, нижнесенонском возрасте. По мнению Э. Ш. Шихалибейли (1956, 1964), метаморфизм был вызван нижнесенонскими ультраосновными интрузиями, которые метаморфизовали нижнесенонские осадочные и вулканогенные образования.

По всей вероятности, изложенный материал о возрасте пород офиолитовой ассоциации никак не свидетельствует в пользу этой точки зрения. О досенонском возрасте метаморфизма также свидетельствует и тот факт, что все разности кристаллических сланцев, встречающиеся среди серпентинитового меланжа, в изобилии содержатся в обломках



Фиг. 22. Геологическая карта уроч. Аджарис

1 — нерасчлененные четвертичные отложения; 2 — известняки и мергели кампанского яруса; 3 — базальные конгломераты и песчаные известняки кампанского яруса; 4 — спилиты; 5 — красные яшмы, кремнистые известняки с прослоями спилитов; 6 — кристаллические сланцы; 7 — серпентиниты; 8 — передробленные и брекчированные породы; 9 — мраморы; 10 — сбросы; 11 — надвиги; 12 — предполагаемые простирания пород; А — Б — линия профиля

нижнесенонских конгломератов (Ренгартен, 1959; Паланджян, 1965). Наиболее показателен в этом смысле описанный нами разрез между селами Гейсу и Шишкая.

В связи с этим речь может идти лишь о доальбском этапе метаморфизма, причем при разборе этой проблемы необходимо ответить на вопрос: вызван ли метаморфизм высокотемпературной ультраосновой магмой и метаморфические образования возникли за счет пород офиолитовой серии или же кристаллические сланцы попадали в гипербазиты уже в метаморфизованном состоянии.

Для решения этой проблемы обратимся к району уроч. Аджарис, где «...в контакте с серпентинитовыми... интрузиями породы нижнего сенона (в основном аргиллиты) превращены в эпидотовые, хлоритовые, талькомусковитовые и мусковито-альбитовые, напоминающие кристаллические сланцы допалеозойского возраста, за которые они принимались и принимаются поныне» (Шихалибейли, 1964, стр. 171).

Геологическая карта уроч. Аджарис показана на фиг. 22. При ее рассмотрении видно, что в этом районе по подошве известняков кампанского яруса вырисовывается пологая брахиантиклинальная складка, в ядре которой вскрыт типичный меланж. Южная часть ядра сложена сильно брекчированными спилитами, а северная — серпентинитами, в которых заключены многочисленные блоки и линзы метаморфических образований и пород офиолитовой серии. Последние в самой северной части ядра образуют крупную линзу, сложенную главным образом

розовыми и зелеными спилитами. В южной части этой линзы вулканогенные породы переслаиваются с пачками красных радиоляритов, серых кремней и розовато-серых кремнистых пелитоморфных известняков, содержащих прекрасно сохранившиеся скелеты радиолярий.

В непосредственном контакте с этими породами среди серпентинитов залегают самые разнообразные метаморфические породы, которые можно подразделить на две главные группы. К первой группе относятся хлорит- и графит-серицитовые сланцы, возникшие при метаморфизме тонких глинистых осадков. Сланцы нередко содержат вторичный глаукофан и необычайно сильно окварцованы и карбонатизированы. Ко второй группе сланцев относятся порфириды (нередко мусковитизированные и содержащие гранат), образовавшиеся по вулканогенным породам кислого состава. Порфириды нередко очень сильно катаклазированы. Кроме этих пород здесь же найдены блоки амфиболитов, гранат-мусковитовых сланцев и мраморов.

По-моему, сказанное позволяет сделать два напрашивающихся вывода. Во-первых, соседство метаморфизованных и неметаморфизованных пород наводит на мысль, что метаморфизм никак не связан с ультрабазитами. Во-вторых, резкое отличие первичного петрографического состава метаморфических пород от образований офиолитовой серии указывает на то, что в уроч. Аджарис соседствуют породы, различающиеся по первичной природе.

Все это никак не свидетельствует, что метаморфические сланцы образовались по породам офиолитовой серии. Помимо описанных пород в меланже Севано-Акеринской зоны встречены хлоритовые, эпидот-хлоритовые и хлорит-мусковит-кварцевые сланцы, а также амфиболиты, многие из которых содержат глаукофан.

Для всех сланцев характерна необычайно сильная карбонатизация и окварцевание, а также милонитизация. Часто удается установить, что карбонатизация и окварцевание наложены на уже милонитизированный кристаллический сланец.

Таким образом, метаморфические породы меланжа Севано-Акеринской зоны не несут никаких следов высокотемпературного метаморфизма. Это противоречит гипотезе магматического внедрения ультраосновного расплава, о чем мы неоднократно писали ранее (Книппер, 1968, 1969). Наоборот, милонитизация метаморфических пород скорее свидетельствует в пользу протрузивной гипотезы становления ультрабазитов в современной структуре. Справедливость этой гипотезы подтверждается также присутствием в кристаллических сланцах вторичного глаукофана — минерала высоких давлений и низких температур (Марков, 1970).

Изложенный материал позволяет предполагать, что блоки кристаллических пород в меланже — это тектонические отторженцы, вынесенные в поверхностные части земной коры протрузиями гипербазитов. Перенос этих блоков в условиях сильных тектонических сжатий сопровождался их милонитизацией и глаукофанизацией. Более позднее окварцевание и карбонатизация метаморфических пород, возможно, связаны с одним из этапов серпентинизации ультраосновных пород Севано-Акеринской зоны.

Заканчивая разбор этого вопроса, отметим еще раз, что цементом всех включений в меланже являются только рассланцованные и брекчированные серпентиниты. Никогда и нигде вышеупомянутые блоки не были встречены внутри массивных слабо серпентинизированных ультраосновных пород. Никогда и нигде нам не приходилось наблюдать куски осадочной, изверженной или метаморфической породы, как бы впаиванной в перидотит или дунит. Это обстоятельство наряду с полным отсутствием высокотемпературных контактов с любыми вышеописанными породами не позволяет ставить вопрос о магматическом становлении гипербазитов Севано-Акеринской зоны на любом этапе ее геологического развития.

Поэтому мы считаем, что правы были К. Н. Паффенгольц (1929), Ш. А. Азизбеков, Э. Ш. Шихалибейли и Н. В. Пашалы (1950), предполагавшие докембрийский или нижнепалеозойский возраст этих метаморфических образований.

О ТЕРМИНЕ «МЕЛАНЖ»

Термин «меланж» был введен в геологическую литературу И. Гринли (Greenly, 1919), который под названием «автокластический меланж» выделил в докембрии о. Энглси (Уэльс, Англия) сложнопостроенную тектоническую брекчию, состоящую из блоков спилитов, диабазов, кварцитов, известняков, яшм и крупнозернистых песчаников, сцементированных сланцевым цементом. В каледонскую эпоху этот образовавшийся в докембрии меланж был тектонически перемешан с ордовикскими сланцами, в результате чего возник, по определению И. Гринли, «поликинематический меланж», т. е. меланж, содержащий обломки более древнего меланжа. Возникновение меланжа, по мнению И. Гринли, связано с тектоническим дроблением и перемешиванием пород во время движения крупных шарьяжей.

В последующие годы термин «меланж» было основательно забыт и лишь в 1952 г. вновь использован И. Бейли и У. Мак-Колином (Bailey, McCallien, 1951—1953), которые под названием «анкарский меланж» (ançara melange) описали в окрестностях г. Анкары тектонически передробленный гетерогенный комплекс, состоящий из различных по величине блоков ультрабазитов, габброидов, основных изверженных пород, радиоляритов, известняков, флиша и кристаллических сланцев. И. Бейли и У. Мак-Колин, как и И. Гринли, считали меланж чисто тектоническим образованием, возникшим при движении крупных аллохтонных пластин, сложенных кристаллическими породами.

Тектоническая природа меланжа в современных его выходах признается большинством геологов (Gansser, 1960; Хаин, 1968; Пейве, 1969; Белостоцкий, 1970) ввиду того, что его выходы всегда расположены в зонах сильнейших тектонических деформаций. Однако условия образования исходной толщи, превращенной затем в тектонит, дискуссионны.

Одна группа исследователей (Hsü, 1968; Пейве, 1969; Хаин, 1969; Книппер, 1970, 1971а) вслед за И. Гринли, И. Бейли и У. Мак-Колином считает меланж чисто тектоническим образованием, возникшим при дроблении и перемешивании разных по происхождению стратиграфических комплексов, что и объясняет столь пестрый его состав. Согласно этой гипотезе, разнородность пород в меланже вторична и целиком связана с тектоническими движениями.

Согласно другой гипотезе, неоднородный петрографический состав меланжа первичен и возникает в результате сползания крупных олистоцитов по крутым склонам трога на его дно. Эта олистостромовая гипотеза предложена А. Ганссером (Gansser, 1960). Близкой точки зрения придерживается и И. И. Белостоцкий (1970), выделяющий «осадочный меланж». В основе последней точки зрения лежит вполне реальный геологический факт, заключающийся в том, что тектонически деформированную олистострому очень трудно, а зачастую просто невозможно отличить от типичного меланжа. В то же время отличать эти разные по происхождению образования необходимо, поскольку тектоническая история конкретного геологического региона в зависимости от принятия той или иной точки зрения будет абсолютно различна.

Этому вопросу, а также некоторым принципам определения понятия меланж посвящена статья К. Хсю (Hsü, 1968). По мнению К. Хсю, изучавшего чисто осадочный меланж Калифорнии, «меланжем являются такие картируемые и имеющие конкретную границу тела деформированных пород, которые характеризуются включениями тектонически пере-

мешанных обломков или блоков, достигающих нескольких миль длины и заключенных в повсеместно распространенный рассланцованный, тонкозернистый, обычно пелитовый цемент. Любой меланж состоит как из экзотических, так и из собственных блоков, а также из цемента. Собственные блоки — разрушенные хрупкие пласти, переслаивающиеся с податливым деформированным цементом. Экзотические блоки представляют собой тектонические включения, вырванные из каких-либо окружающих пород, соседствующих с телом меланжа» (Hsü, 1968, стр. 1065).

Еще раз подчеркнем, что К. Хсю описывает меланж с цементом из чисто осадочных пород — аргиллитов и алевролитов. Отличить этот меланж от первичной олистостромы в зонах с развитием интенсивных тектонических деформаций, естественно, очень трудно. По мнению К. Хсю, этот вопрос все же можно решить, основываясь на внимательном изучении цемента деформированной толщи и содержащихся в нем экзотических глыб. Наиболее существенными из приводимых К. Хсю доводов нам представляются следующие: цемент в меланже всегда носит следы деформаций в уже консолидированных породах, в то время как в цементе олистостромы всегда обнаруживаются следы течений неконсолидированного осадка, подводно-оползневые дислокации и градационная слоистость. Что же касается экзотических глыб, то в меланже присутствуют глыбы, возраст которых моложе возраста цемента, что, конечно, никогда не может быть в олистостромовых комплексах. Последнее обстоятельство, подчеркнутое К. Хсю, настолько важно, что я бы включил это положение в определение меланжа.

Картирование меланжевых комплексов, по мнению К. Хсю, должно быть основано на пяти «законах», или «правилах», из которых наиболее важны следующие три: 1) составление геологических карт меланжевых зон не может быть основано на предположении о протяженности пластов; 2) последовательность разреза меланжа не может быть основана на предположении о нормальном наслоении; 3) определение возрастного интервала отложения всех пород меланжа на основании древнейшей и наиболее молодой фауны, содержащейся в меланже, неверно.

К этим трем «правилам» меланжа К. Хсю я бы добавил еще одно, уже отмеченное В. Е. Хаиным (1968): нижний контакт меланжа с любыми подстилающими его образованиями всегда тектонический.

Как мне кажется, все сказанное достаточно характеризует разницу между меланжем и олистостромой.

Итак, по мнению К. Хсю, меланж — это тектонически передробленная и перемешанная порода, состоящая из деформированного цемента (в случае, описанном К. Хсю, цемент осадочный) и экзотических глыб, часть из которых моложе цемента. Законы нормальной седиментации неприменимы по отношению к меланжевым комплексам. Но тогда встает вопрос: можно ли назвать меланжем тектоническое образование, цементом в котором являются серпентиниты, т. е. тот самый комплекс пород, который мы описали под названием меланжа в пределах Севано-Акеринской зоны. Как мы видели, в этой тектонической формации составляющие ее породы передроблены и тектонически перемешаны, цемент носит следы интенсивной тектонической деформации и содержит экзотические блоки, которые моложе цемента¹. Эта тектоническая брекчия в пределах описываемой части Малого Кавказа слагает крупное геологическое тело и по всем признакам является типичным меланжем.

¹ Если даже не принимать развиваемой автором концепции о резкой разновозрастности пород внутри офиолитовой ассоциации (Книппер, 1970), то все равно наличие внутри серпентинитов блоков осадочных образований верхнемелового и палеогенового возраста указывает на разновозрастность цемента и части экзотических включений.

Однако, если мы будем называть меланжем столь разные по первичному и современному облику образования, как меланж Калифорнии и меланж Малого Кавказа, то мы вряд ли внесем ясность в понимание этого термина. Это, вероятно, чувствовали и И. Бейли с У. Мак-Колином, выделившие «анкарский меланж», и А. Ганссер, назвавший меланж с серпентинитовым цементом «пестрым меланжем», и тот же К. Хсю, предложивший определение к термину меланж эти определения неправильно, тем более, что какое-либо географическое название ничего не дает читателю для понимания петрографического состава этого тектонического образования, а следовательно, и условий его формирования. Действительно, вряд ли меланж Албании, описанный И. И. Белостоцким (1967), или «argille scagliose» Апеннин удобно называть францисканским меланжем, а меланж Малого Кавказа — анкарским меланжем. Так же мало дает термин А. Ганссера «пестрый меланж», поскольку меланж любого состава будет пестрым и по набору пород, и по цвету.

По моему мнению, меланж надо классифицировать по каким-то более существенным признакам, отражающим особенности его образования и место возникновения. Состав экзотических блоков мало что дает в этом смысле, поскольку он в значительной мере случаен. Как мне кажется, меланж удобнее всего разделять по составу его цемента, поскольку он никак не случайный элемент этой гигантской тектонической брекчии. В таком случае меланж Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа следует называть серпентинитовым меланжем.

Термин «серпентинитовый меланж» — аналог «анкарского меланжа» И. Бейли и У. Мак-Коллина (Bailey, McCallien, 1951—1953), «пестрого меланжа» А. Ганссера (Gansser, 1960), «перемешанных тектонических фаций» М. Блюментала (Pamir, 1960), серии «валунных слоев» О. Эрола (Erol, 1956). Эти же образования на геологической карте Турции масштаба 1 : 500 000 выделяются под индексами Mo_1 (мезозойские офиолитовые серии) и Mo_2 (мезозойские офиолитовые серии, главным образом радиолариты и роговики). Серпентинитовый меланж в значительной мере состоит из продуктов дробления пород офиолитовой ассоциации, что должно существенно влиять на палеотектонические построения.

Основываясь на изложенном материале, я считаю серпентинитовый меланж (так же, как и меланж вообще) чисто тектоническим образованием, т. е. следуя в этом вопросе за автором термина И. Гринли и большой группой исследователей, поддерживающих эту точку зрения (И. Бейли, У. Мак-Колин, К. Хсю, А. В. Пейве).

Вряд ли можно считать справедливой олистостромовую гипотезу образования серпентинитового меланжа, предложенную А. Ганссером (Gansser, 1960), так как в ее основе лежит трудно доказуемый постулат, свидетельствующий о возможности формирования мощных вулканических серий ультраосновного состава.

Итак, по моему мнению, серпентинитовым меланжем следует называть картируемые и имеющие конкретную границу тела деформированных пород, отделенные поверхностью тектонического контакта от подстилающих их геологических формаций и характеризующиеся наличием брекчированного серпентинитового цемента. В последнем перемешаны различные по величине блоки (в том числе и экзотические), часть которых моложе серпентинитового цемента. По классификации, предложенной А. В. Пейве, Н. А. Штрейсом, А. С. Перфильевым и другими (1971), серпентинитовый меланж Малого Кавказа как мономиктовый (когда состоит только из серпентинитов и габбро-амфиболитов), так и полимиктовый (в случае более пестрого состава экзотических блоков). Обе эти разновидности переходят одна в другую по простирацию.

Важное свойство серпентинитового меланжа заключается в том, что его образование не ограничено каким-то одним интервалом геологиче-

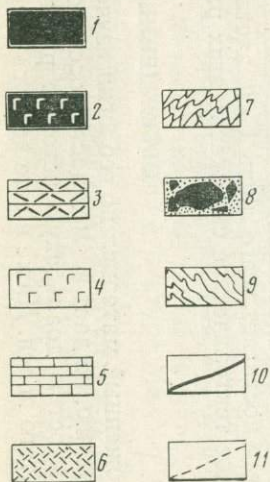
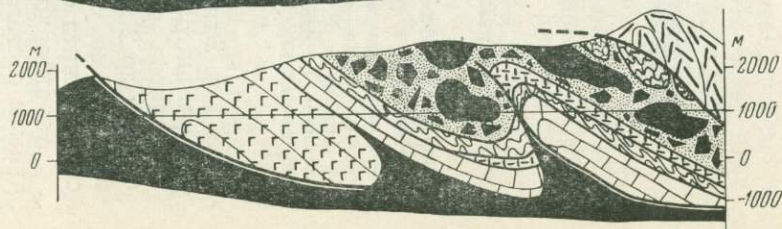
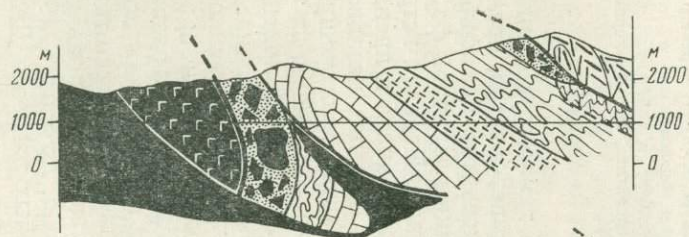
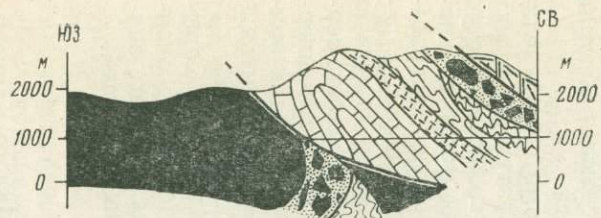
ского времени, что характерно для серий осадочных пород (в том числе и олистостромовых комплексов). Формирование серпентинитового меланжа импульсивно и связано с этапами тектонических сжатий, во время которых серпентинитовый меланж вновь приходит в движение в виде протрузий и тектонических покровов. В это время он усложняет свою внутреннюю структуру и, захватывая новые тектонические отторженцы, изменяет свой внутренний состав. Как видим, такие важнейшие характеристики любой породы, как структура и состав, в меланже с течением времени не остаются постоянными. Вполне вероятно, что геологическая «жизнь» серпентинитового меланжа Севано-Акеринской зоны еще не закончена, и в будущем тектонические сжатия вновь приведут его в движение.

Характеризуя тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях, можно отметить, что «вся история пород гипербазитовой формации... настолько тесно связана с явлениями сжатия, что это никак не может быть случайным. В этом смысле альпинотипные перидотиты служат как бы лакмусовой бумажкой, указывающей на горизонтальные подвижки тектоносферы» (Книппер, 1969, стр. 130). Сказанное выше полностью может быть отнесено к истории формирования серпентинитового меланжа Малого Кавказа.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ Р. ТЕРТЕР

В настоящей работе мы не собираемся давать сколько-нибудь подробный анализ складчатой структуры этой части Малого Кавказа. Укажем только, что она необычайно сложна, и представление о ней можно получить по ряду рисунков (фиг. 23, 24; также фиг. 5, 8, 11, 12, 17). Отметим несколько узловых моментов. По нашим представлениям, Карабахская зона в изученном районе представляет собой аллохтонную пластину, надвинутую на серпентинитовый меланж Севано-Акеринской зоны. Неглубокое залегание серпентинитового меланжа под породами Карабахской зоны устанавливается по наличию протрузий меланжа вдоль наиболее крупных разрывных нарушений внутри Карабахской зоны. В пользу аллохтонного положения Карабахской зоны говорят также и стратиграфические данные. В ее строении принимают участие отложения, имеющие возраст от средней юры до нижнего сенона включительно. Причем, если в пределах Севано-Акеринской зоны верхнеюрские и нижнемеловые (доальб-сеноманские) отложения сложены главным образом красными яшмами, то в пределах Карабахской зоны отложения этого возраста имеют иной характер. Отсутствие переходных фаций между этими двумя типами разрезов наводит на мысль о тектоническом сближении двух разнофациальных зон. Кроме того, поскольку внутри серпентинитового меланжа, прорывающего комплекс пород Карабахской зоны, содержатся блоки радиоляритов, т. е. пород, принадлежащих Севано-Акеринской зоне, то тектоническое перекрытие какой-то ее части породами Карабахской зоны неизбежно. Близкая картина, очевидно, наблюдается и в северной части Севано-Акеринской зоны, где отложения, формирующие Джильскую подзону, надвинуты на образования Сарыбабинской подзоны.

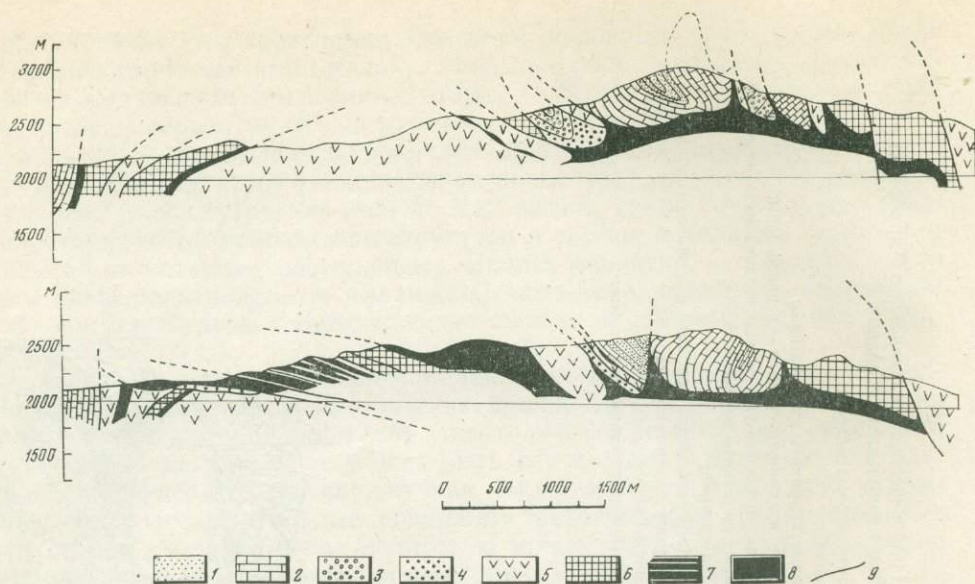
Как уже говорилось, залегающие в основании верхнемеловых и палеогеновых пород Джильской подзоны гипербазиты и габброиды слагают стратифицированное тело пластинообразной формы, надвинутое на породы Сарыбабинской подзоны. Этот надвиг хорошо устанавливается вдоль всего южного контакта гипербазитового тела от села Джил до района верхнего течения р. Памбак (см. фиг. 11). В контакте с верхнемеловыми породами Сарыбабинской подзоны в основании ультраосновного тела прослеживается зона тектонических брекчий мощностью от 50



1000 0 1000 2000 М

Фиг. 23. Геологические профили через Карабахскую зону, район верховьев р. Мейданчай

- 1 — серпентинитовый меланж;
- 2 — габброиды;
- 3 — основные вулканыты средней юры;
- 4 — основные вулканыты средней — верхней юры;
- 5 — известняки и кремнистые сланцы верхней юры — неокома;
- 6 — основные вулканыты верхов неокома;
- 7 — мергели сантона;
- 8 — олистостромовая толща сеномана — нижнего сеномана;
- 9 — «предфлиш» альба-сеномана;
- 10 — разрывные нарушения;
- 11 — послойные межформационные срывы



Фиг. 24. Профили через Шахдагский хребет между селами Караиман и Джанахмед. Составили А. Л. Книппер и Ю. Л. Костянян

1 — флишoidная толща палеогена; 2 — известняки и мергели верхнего сенона; нижний сенон; 3 — конгломераты и песчаники зеленого цвета, 4 — конгломераты и песчаники красного цвета; 5 — диабазы и радиоляриты юры — неокома; 6 — габбро и габбро-амфиболиты; 7 — «полосчатый комплекс» (чередование габбро, пироксенитов, серпентинитов); 8 — серпентиниты; 9 — разрывные нарушения

до 200 м. Эти брекчии «...состоят из темно-серой микробрекчированной серпентинитовой массы и обломков гипербазитов, преимущественно серпентинитов, реже габброидов, пироксенитов и амфиболитов, размером от 1 см до 2 м в поперечнике. Обломки различной формы округлые, неправильные, угловатые и эллипсовидные. Изредка встречаются обломки серпентинита с прожилками талька, карбоната и пренита.

Характерно, что каждый обломок брекчии, независимо от его величины и состава, завернут в своеобразную многочешуйчатую оболочку плотно развальцованного серпентинита, состоящую из множества плотно прилегающих пластинок скольжения. Подобные явления могли возникнуть в условиях интенсивного дробления, перетирания, волочения и своеобразного кручения гипербазитов и частично вмещающих пород, в результате чего более плотные и твердые участки приобрели округлую форму и «оделись» в оболочку рассланцованного и развальцованного серпентинита. Поскольку среди обломков присутствуют все разновидности гипербазитовых комплексов, то с определенностью можно говорить о тектоническом перемещении твердых, полностью сформированных и серпентинизированных гипербазитов» (Морковкина, Арутюнян, 1971, стр. 134).

Близкое сближение разнофациальных разрезов Джильской и Сарыбабинской подзон, расстояние между которыми в современном эрозионном срезе достигает всего лишь 1 км, заставляют нас предполагать значительное тектоническое сближение этих разнофациальных областей.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изложенный материал по геологии изученной части Малого Кавказа, к сожалению, не дает возможности восстановить с достаточной полнотой и уверенностью доальбскую историю развития этой части Альпийского складчатого пояса. Ниже я еще вернусь к этому вопросу. Тогда же будет

рассмотрена и послеоальбская история Севано-Акеринской, Карабахской и Сомхито-Агдамской зон. В настоящем разделе на основе изложенного материала хотелось бы вновь обратить внимание на следующие факты.

Нет никакого сомнения в том, что возраст всех пород офиолитовой ассоциации в пределах Малого Кавказа доальбский. Можно предположить, что возраст вулканогенно-осадочной серии этого комплекса относится к юре — неокому, в то время как формирование ультраосновных пород и габбро-амфиболитов произошло в значительно более древний геологический этап. Присутствие метаморфических образований внутри габбро-амфиболитовой серии и сложное сочетание магматических и метаморфических образований внутри нее могут указывать на то, что к моменту формирования эффузивно-осадочной толщи породы габбро-амфиболитового комплекса уже прошли сложную геологическую жизнь.

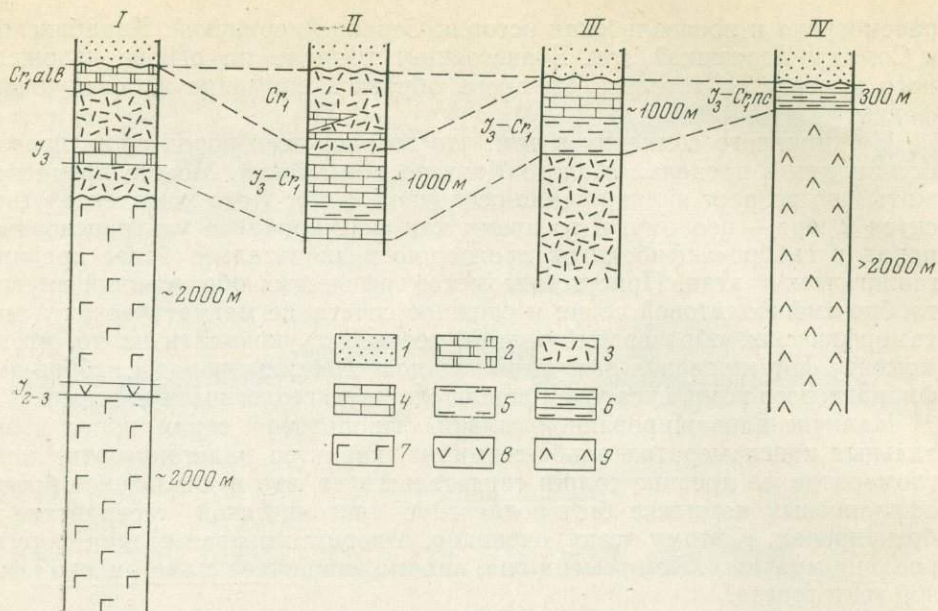
Наличие кливажированной гальки офиолитовой серии пород в базальных конгломератах альба-сеномана, характер налегания этих конгломератов на древние толщи свидетельствует, что в доальбское время офиолитовый комплекс был подвергнут тектонической переработке и брекчирован. К этому этапу, очевидно, относится первая стадия формирования меланжа. По времени она, видимо, совпадает с австрийской фазой тектогенеза.

Вполне вероятно, что породы эффузивно-радиоляритовой серии, в настоящее время встречающиеся или внутри меланжа, или в обломках и олистолитах внутри олистостромовой толщи, или в тектонических покровах, перекрывающих эту осадочную толщу, по возрасту отвечают юрско-неокомским образованиям Карабахской и Сомхито-Агдамской зон. Отсюда вытекает, что спилиты и диабазы этой серии в северном направлении замещаются андезито-базальтовыми комплексами, а красные яшмы верхней юры — неокома — комплексом кремнистых сланцев и пелитоморфных известняков Карабахской зоны. Породы этого возраста в пределах Сомхито-Агдамской зоны замещаются различными туфогенными образованиями и мелководными известняками. По направлению к Сомхито-Агдамской зоне увеличивается количество перерывов между отдельными пачками разреза (фиг. 25).

О втором этапе крупных тектонических подвижек свидетельствует наличие олистостромового комплекса, формирование которого никак нельзя представить без наличия тектонического рельефа или крупных тектонических покровов, сформированных серпентинитовым меланжем. Именно эти поднятия или тектонические покровы и поставляли в морской бассейн огромное количество обломочного материала, погребенного ныне в олистостроме. К этому времени относится второй этап формирования серпентинитового меланжа. Предкампанская структура тектонической брекчии хорошо устанавливается в уроч. Аджарис и в Джильской подзоне, где она как бы «запечатана» под базальными конгломератами верхнего сенона. И, наконец, третий этап сильных тектонических движений охватил изученную область после верхнего эоцена, когда окончательно сформировалась складчато-надвиговая структура Малого Кавказа. В это время протрузии меланжа вновь пришли в движение и проткнули не только верхнемеловые, но и палеогеновые породы (см. фиг. 10, 24). Структура и состав серпентинитового меланжа в том виде, в котором мы их наблюдаем теперь, были окончательно оформлены в олигоцене.

И, наконец, последнее замечание, касающееся первичного положения пород офиолитовой серии в мезозойской структуре Малого Кавказа.

Изложенный материал дает основание предполагать, что в настоящее время офиолитовый комплекс, расположенный внутри Сарыбабинской подзоны, находится во вторичном залегании (меланж, олистолиты в олистостромовом комплексе, тектонические покровы). Поэтому вполне логична постановка следующего вопроса: произошло ли формирование



Фиг. 25. Сопоставление мезозойских (доальбских) разрезов правобережья р. Тертер I — Сомхито-Агдамская зона (по Э. Ш. Шихалибейли, 1964); Карабахская зона; II — Сосузлукская гряда, III — район р. Мейданчай; IV — Севано-Акеринская зона

I — терригенные породы (предфлиш); 2 — массивные рифогенные известняки; 3 — туфы порфиров; 4 — пелитоморфные известняки, часто окремненные; 5 — кремнистые сланцы; 6 — яшмы и радиолариты; 7 — андезиты и базальты; 8 — кварцевые порфиры; 9 — спилиты и диабазы

офиолитового комплекса внутри Севано-Акеринской зоны или же его породы первоначально находились в какой-то иной тектонической области, некогда располагавшейся по соседству с Севано-Акеринской зоной? Или другими словами: подстилается ли послеальбский разрез Севано-Акеринской зоны только серпентинитовым меланжем или же под этим тектонитом располагаются образования, близкие или тождественные таковым Карабахской или Сомхито-Агдамской зон. Как показывают исследования Э. Ш. Шихалибейли (1964, 1966, 1967) и последние полевые наблюдения С. Д. Соколова (устное сообщение), в основании южной части Сарыбабинской подзоны (разрезы горы Сарыбаба, район так называемой Алжанлинской «мульды») альб-сеноманские отложения и олистостромовый комплекс, вне всякого сомнения, подстилается разрезом вулканогенных и осадочных отложений юры — неокома, очень похожим по составу на породы Карабахской зоны. Кроме того, олистостромовый комплекс полностью отсутствует в расположенной к юго-западу Гочаской зоне (Гочаский синклиорий Э. Ш. Шихалибейли, 1964). Это свидетельствует, что источник сноса при образовании олистостромового комплекса находился к северо-востоку от Сарыбабинской подзоны. Учитывая эти обстоятельства, можно предположить, что в юре и начале мела по соседству с Севано-Акеринской зоной существовала некая тектоническая область, в которой возник разрез, характерный для офиолитовой ассоциации. В конце неокома эта зона (которой мы присваиваем название Тутхунской), скорее всего располагавшаяся между Карабахской и Севано-Акеринской зонами, была раздавлена (может быть частично) и выжата в виде тектонических покровов, сложенных меланжем, в пределы Севано-Акеринской зоны. Второй этап раздавливания этой зоны относится уже к нижнему сенону, когда разрушение крупных тектонических покровов, возникших в ее недрах и двигавшихся в сторону Севано-Акеринской зоны, привело к образованию олистостромового комплекса.

ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ КУБЫ

Вдоль северного побережья о. Куба протягивается полоса сложно дислоцированных пород, которая с перерывами прослеживается от района залива Байя Онда на западе вплоть до г. Баракоа на востоке, т. е. на расстоянии почти 1000 км (фиг. 26). На геологической и тектонической картах Кубы она хорошо выделяется благодаря многочисленным узким линейным складкам, разрывам и широкому распространению серпентинитовых массивов. Все это резко отличает упомянутую тектоническую область от любых других районов Кубы.

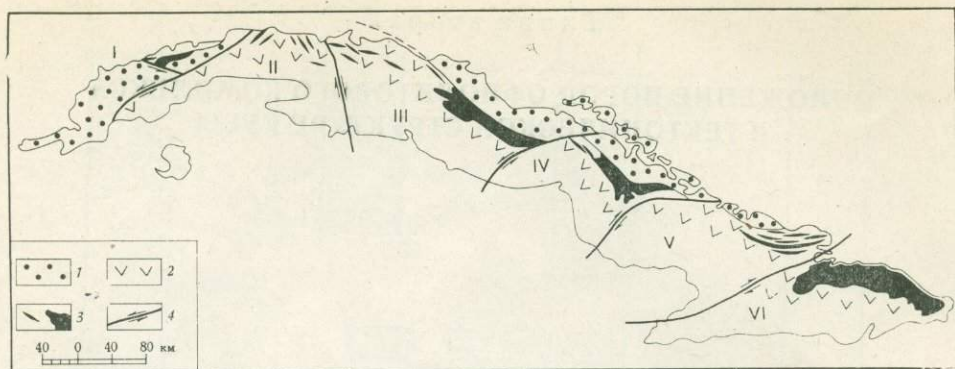
К 1959 г., т. е. ко дню победы революции на о. Куба, американскими нефтяными компаниями был накоплен огромный фактический материал, оформленный в виде отчетов, геологических, аэрофотогеологических, структурных и геофизических карт.

В результате этих работ на Кубе были выделены три структурно-фациальные зоны, резко отличающиеся по характеру развития в верхней юре и мелу. На севере Кубы находится область карбонатного осадконакопления (зона северных фаций, или Багамская плита, или миогеосинклиналь), на юге — вулканогенная эвгеосинклиналильная область. В области сочленения эв- и миогеосинклиналильных зон в нижнем мелу (а местами в верхней юре и нижней части верхнего мела) находилась область глубоководного осадконакопления. Заложение этой глубоководной зоны (а может быть и части эвгеосинклиналильной зоны) произошло на так называемой «гранитной арке», т. е. на кристаллическом фундаменте, пронизанном телами гранитов.

В маастрихте и конце верхнего эоцена все эти зоны подверглись интенсивным складкообразовательным движениям, сопровождавшимся формированием гигантских тектонических покровов. Общее движение масс было направлено на север, а масштабы перемещения, возможно, достигали первых сотен километров. Эта точка зрения, выработанная геологами американских нефтяных компаний, как нам кажется, была доминирующей и не вызвала особых возражений.

Значительно больше разногласий вызывал вопрос о времени становления ультраосновных пород в верхней части земной коры. Эта проблема рассматривалась различными авторами по-разному в зависимости от их точки зрения на происхождение ультрабазитов. Наиболее многочисленны сторонники магматической гипотезы. Однако время внедрения одних и тех же тел они определяют неодинаково. Так, Ч. Шухерт (Schuchert, 1935) считал его палеозойским, Л. Руттен (Rutten, 1923) — верхнеюрским, Д. Флинт (Flint, Albear, Guild, 1948) — нижнемеловым, Дж. Льюис (Lewis, 1932) — эоценовым, а Р. Пальмер (Palmer, 1945) — даже олигоценным.

Совершенно иной точки зрения придерживается менее многочисленная группа геологов, представители которой полагают, что ультрабазитовые тела Кубы являются огромными блоками мантии или частями



Фиг. 26. Схема расположения ультраосновных массивов Кубы

1 — миогеосинклиальная область; 2 — эвгеосинклиальная область; 3 — ультраосновные массивы; 4 — сдвиги. Секторы: I — Пинар-дель-Рио, II — Гавана-Матанзас, III — Лас-Вильяс; IV — Камагуэй, V — Ольгин, VI — Ориенте

крупного палеозойского интрузива, выжатыми в холодном состоянии в поверхностные части земной коры в процессе тектонических сжатий (Kozary, 1956, 1968; Ducloz, Vuagnat, 1962). Таким образом, ультрабазиты эти исследователи считают или одновозрастными мантии, или домезозойскими, а время их тектонического становления определяют возрастом наиболее сильных тектонических движений на Кубе.

После победы революции все разрозненные геологические материалы различных нефтяных компаний были обобщены. Опубликованы геологическая карта Кубы масштаба 1 : 1 000 000 (Мапа geologica de Cuba, 1962), карта полезных ископаемых Кубы масштаба 1 : 500 000 (Мапа de yacimientos minerales de Cuba, 1965), тектоническая карта Кубы масштаба 1 : 1 250 000 и объяснительная записка к ней (Мапа tectonico de Cuba, 1967; Пушаровский, Книппер, Пуиг-Рифа, 1967), а также книга «Геология Кубы» (Furrázola-Bermudez у. о., 1964). Все эти работы позволили высунуть закономерности геологического развития Кубы. Авторы упомянутых исследований частично или полностью согласились с выводами геологов американских нефтяных компаний. При этом Ю. М. Пушаровский с соавторами (Пушаровский, Книппер, Пуиг-Рифа, 1967) почти полностью поддержали точку зрения американских геологов на структурно-фациальное районирование острова, а Г. Фуррасола-Бермудес и его соавторы (Furrázola-Bermudez у. о., 1964), признавшие справедливой выделение эвгеосинклиальной и миогеосинклиальной зон, отрицают наличие между ними глубоководной впадины. В меловое время ими выделяется здесь узкое линейное поднятие — «краевое поднятие геосинклинали». По мнению Г. Фуррасолы-Бермудеса и его соавторов, на Кубе существуют три возрастные группы ультраосновных пород, внедрившихся в виде магматического расплава. Это средне-верхнеюрский, предмастрихтский и эоценовый комплексы.

Ю. М. Пушаровский и другие (1967) высказали предположение о возможном нижнемеловом возрасте гипербазитов, а автор настоящей работы совместно с М. Пуиг-Рифа (Книппер, Пуиг-Рифа, 1967) примкнул к точке зрения сторонников холодного становления ультраосновных пород в верхней части земной коры.

Прежде чем перейти к описанию альпинотипных ультраосновных пород, сделаем одно замечание, касающееся принятой в настоящей главе методики описания тектонических структур. На геологической и тектонической картах Кубы видно, что выходы сложно дислоцированных пород образуют как бы отдельные блоки, или секторы, разделенные крупными впадинами, выполненными третичными (главным образом неоге-

новыми) отложениями. Эти впадины располагаются вдоль зон сдвигов, ориентированных диагонально по отношению к простиранию складчатых структур острова. Такое строение Кубы позволяет, вполне естественно, выделить на ее территории с запада на восток следующие секторы: Пинар-дель-Рио, Гавана-Матанзас, Лас-Вильяс, Камагуэй, Ольгин и Ориенте (см. фиг. 26). Для понимания истории становления гипербазитов Кубы и их тектонического положения мы остановимся на описании трех секторов Кубы: Лас-Вильяс, Ориенте и Ольгин.

СЕКТОР ЛАС-ВИЛЬЯС

Северная часть провинции Лас-Вильяс — один из самых сложных в геологическом отношении районов Кубы. Эта сложность заключается в том, что сильные тектонические движения резко изменили первичную структуру, сблизили и перемешали формационные комплексы, некогда находившиеся на значительном удалении один от другого. Эта область необычайно важна для понимания ряда коренных вопросов геологии Кубы, как-то: первичное распределение в пространстве областей накопления карбонатного и вулканогенного материала, история их развития, характер верхнемеловых и палеогеновых движений, время появления гипербазитов в сфере размыва и др. Здесь мы находим ключ к пониманию тектонического строения относительно плохо исследованных районов (таких, как провинция Камагуэй) или же областей, перекрытых чехлом послесреднеэоценовых осадков.

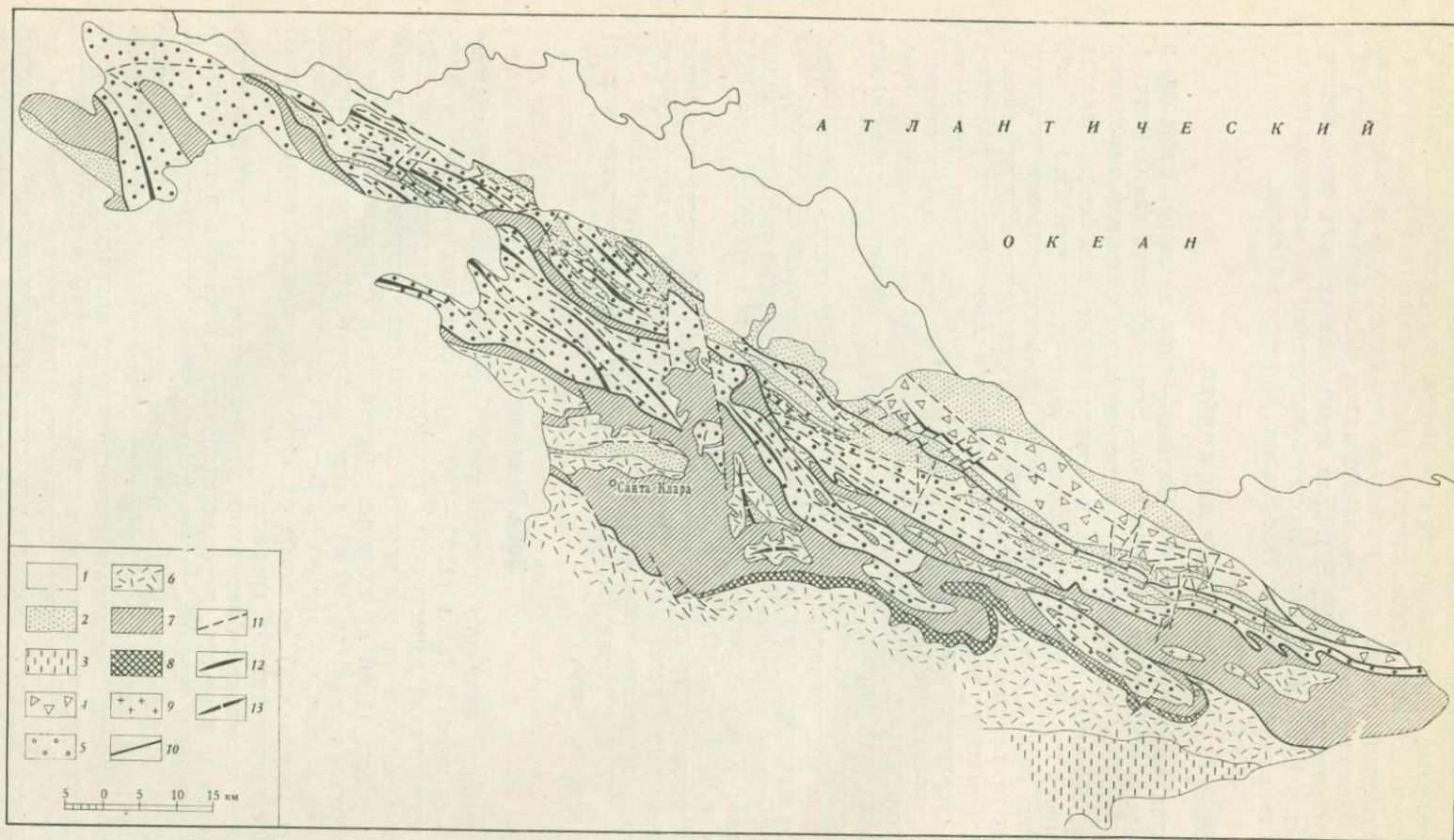
Изучение тектонического строения и истории развития района было облегчено наличием рукописных отчетов и публикаций, в которых детально освещены коренные вопросы геологии северной части провинции Лас-Вильяс. К ним в первую очередь относятся работы Ж. Пардо 1953 и 1954 гг. и Ч. Дюкло (Ducloz, Vuagnat, 1962).

В современной структуре северной и центральной частей провинции Лас-Вильяс мною вслед за Ч. Дюкло с севера на юг выделяются следующие тектонические зоны: Ремедиос, Камахуани, Санта-Клара и Сейбабо (фиг. 27, 28). Ниже дана литологическая и тектоническая характеристика каждой зоны.

Зона Ремедиос

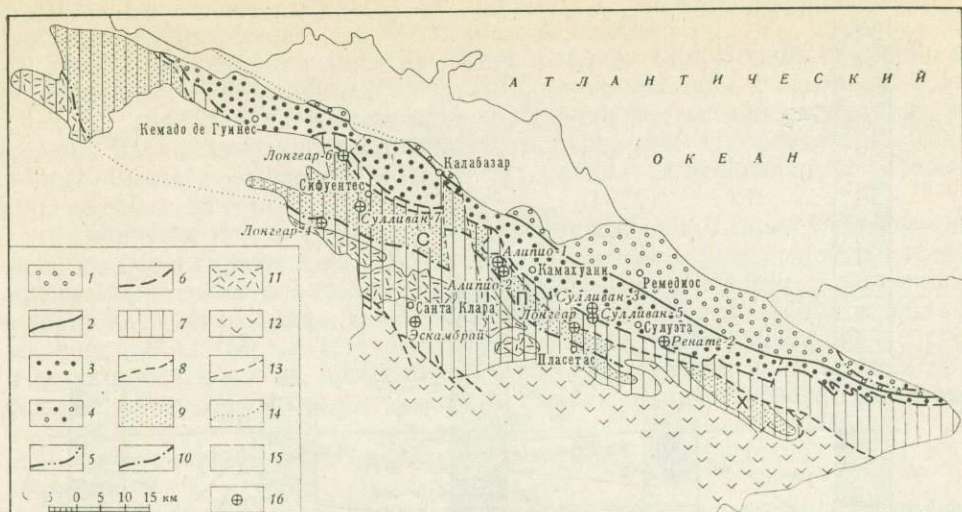
В основании видимого разреза зоны залегает мощная карбонатная серия. В ее нижней части (1200—1400 м) в северных разрезах наблюдается чередование известняков, доломитов и ангидритов (фиг. 29). В южном направлении эти породы замещаются чистыми доломитами. Средняя толща (1500 м) сложена известняками с прослоями ангидритов. В верхней толще (до 700 м) в северных разрезах зоны преобладают известняки, в южных — доломиты. Вся эта серия имеет возраст от верхней юры (портланда) до альба включительно, причем верхняя толща имеет посленижнеаптский возраст.

Выше с постепенным переходом располагается толща тонкослоистых известняков и мергелей, переслаивающихся с линзами и горизонтами черных кремней и окремнелых известняков. Общая мощность этой толщи 550—650 м. В ней содержатся типичные верхнемеловые пелагические фораминиферы, такие как *Globigerina cretacea*, *Gumbelina*, *Globotruncana*, показывающие сеноман-домастрихтский возраст содержащих их пород. Литология пород, а также сообщество фауны свидетельствуют об относительно глубоководных условиях осадконакопления. Возможно, однако, что сенонские отложения в разрезах этой зоны вообще не представлены, хотя эта точка зрения базируется только на отсутствии находок соответствующей фауны. По мнению Ч. Дюкло, здесь присутствуют как туронские, так и сенонские образования.



Фиг. 27. Схема геологического строения сектора Лас-Вильяс (по Ж. Пардо, Ч. Дюкло и автору)

1 — послесреднеэоценовые отложения; 2 — карбонатные отложения, дикий флиш ($Cr_2mst - Ee_2$); 3 — карбонатно-терригенные отложения ($Cr_2mst - Ee_2$); 4 — шельфовый комплекс ($J_3 - Cr_2sp$); 5 — глубоководный комплекс ($J_3 - Cr_2sp$); 6 — вулканогенный комплекс ($Cr_1 - Cr_2sp$); 7 — серпентиниты; 8 — габброиды и «древние вулканиты»; 9 — кристаллические сланцы; 10 — крупные разрывные нарушения; 11 — второстепенные сбросы и взбросы; 12 — оси антиклиналей; 13 — оси синклиналей



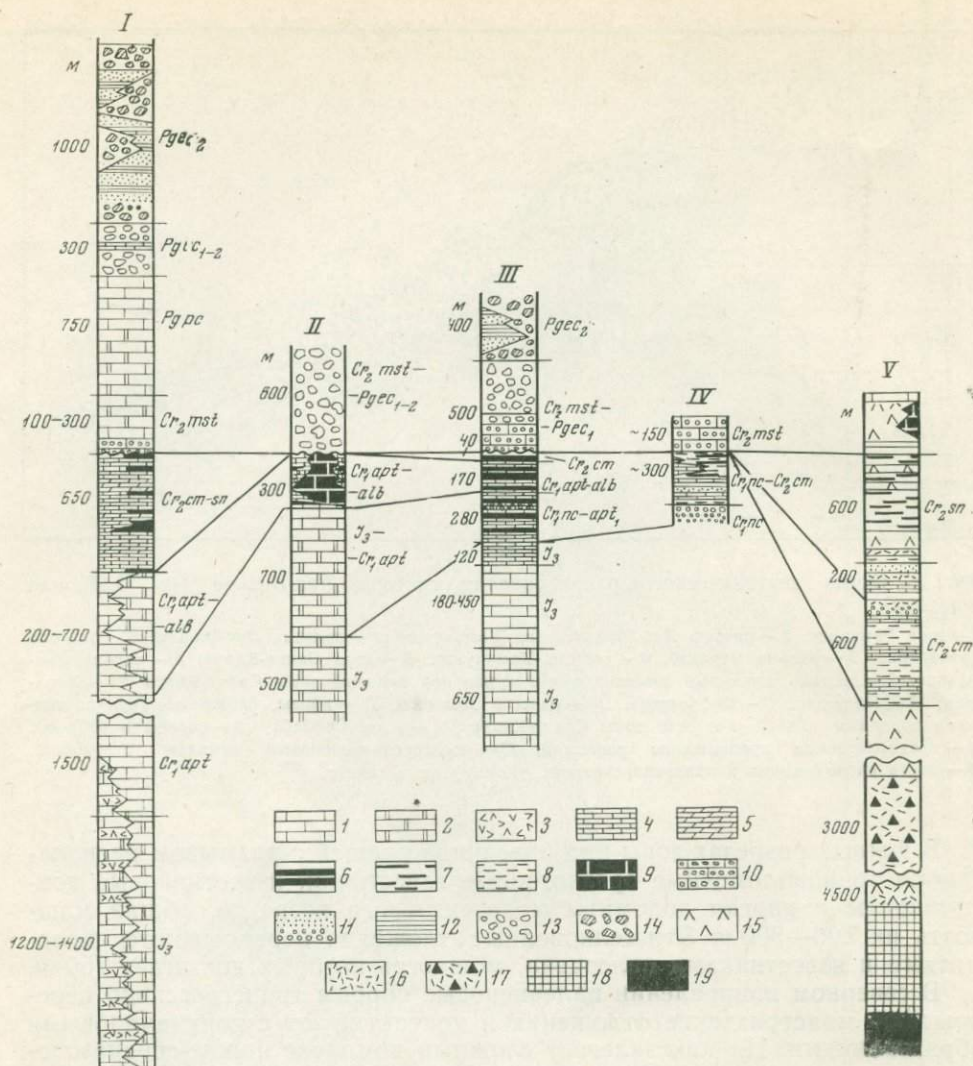
Фиг. 28. Схема тектонического районирования сектора Лас-Вильяс (по Ч. Дюкло и автору)

1 — зона Ремедиос; 2 — разрыв Лас-Вильяс; зона Камажуани; 3 — подзона Лас-Вильяс, 4 — подзона Хатибонико, 5 — разрыв Ягуахай, 6 — разрыв Камажуани; 7 — зона Санта-Клара; 8 — надвиг Сан-Фелипе; 9 — линзы, сложенные известняками центральной подзоны зоны Санта-Клара (Х — Харауэка, П — Пласетас, С — Сифуентес), 10 — разрыв Доминго; 11 — линзы, сложенные вулканогенными породами южной подзоны зоны Санта-Клара; 12 — зона Сейбабо; 13 — сбросы и взбросы; 14 — предполагаемое продолжение разломов; 15 — послесреднеэоценовый комплекс отложений; 16 — места расположения и названия скважин, упомянутых в тексте

В южных разрезах зоны над описанной толщей с разрывом располагаются тонкообломочные органогенные известняки, известняковые конгломераты и иногда доломиты маастрихтского возраста, общая мощность их 100—300 м. Эти мелководные отложения перекрываются доломитами и известняками палеоцена, мощность которых достигает 750 м.

В северном направлении палеоценовые породы трансгрессивно перекрывают маастрихтские отложения и контактируют с верхнемеловыми образованиями. На них залегают сложный комплекс ниже-среднеэоценовых пород, в нижней части которого (мощность 300 м) преобладают известняковые конгломерато-брекчии. Это хаотические образования, состоящие из обломков любых более древних известняков и кремнистых пород. Среди обломков находятся осадочные породы не только зоны Ремедиос, но и более южных тектонических зон. Величина отдельных блоков в этой конгломерато-брекчии иногда достигает 2—3 м в диаметре. Обломки угловаты, иногда слегка окатаны. Среди подобного типа образований встречаются пачки мощностью 3—4 м, состоящие из тонкого переслаивания мергелистых и песчанистых известняков. На их поверхности часто видны следы ряби. Часты следы подводно-оползневых деформаций. Внутри подобного типа пачек встречаются как бы обрывки пластов черных кремней длиной до 1,5—2 м, также попавшие в осадки в результате размыва и оползания древних пород.

Выше с постепенным переходом располагается мощная серия (до 1000 м) пород эоценового возраста, имеющая существенно иной облик. В ней распространены только зеленоцветные образования, возникшие главным образом за счет размыва разнообразных изверженных пород. Внутри этих слоистых пород выделяются два типа пачек. Первый тип — это мощные пакеты зеленых конгломерато-брекчий мощностью до 100—150 м, величина отдельных обломков внутри которых достигает 2—3 м в диаметре. Среди остроугольных и слабо окатанных фрагментов.



Фиг. 29. Сопоставление разрезов сектора Лас-Вильяс, по материалам Ж. Пардо, Ч. Дюкло, А. Мейергоффа, Ч. Хатенна (Meyerhoff, Hatten, 1968) и автора

I — толстослойные известняки; 2 — доломиты; 3 — гипсы, ангидриты; 4 — тонкоплитчатые известняки; 5 — мергели; 6 — радиоляриты; 7 — кремнистые сланцы и радиоляриты; 8 — глинистые сланцы; 9 — рифогенные известняки; 10 — обломочные известняки; 11 — песчаники и конгломераты; 12 — аргиллиты и алевролиты; 13 — дикий флиш с обломками известняков; 14 — дикий флиш с обломками изверженных пород; 15 — эффузивы основного состава; 16 — туфы; 17 — метаморфизованные туфы и основные эффузивы («old volcanic»); 18 — габброиды; 19 — серпентиниты. Структурно-фациальные зоны: I — Ремедиос, II — Камахуани (подзона Хатибонико), III — Камахуани (подзона Лас-Вильяс), IV — Санта-Клара, V — Сейбабо

преобладают диабазы, порфириты, туфы порфиритов, габбро, серпентиниты и реже известняки. Ко второму типу относятся пачки мощностью до 100 м (обычно 30—40 м), сложенные тонким и частым ритмичным переслаиванием крупнозернистых песчаников (иногда мелкогалечных конгломератов), алевролитов и аргиллитов. Иногда верхняя часть такого ритма слагается мергелями. Мощность каждого отдельного ритма редко превышает 5 см. Внутри каждого ритма прекрасно видны сортированная слоистость и иногда следы подводного оползания. Комплекс фауны, встреченный в этих осадках, пелагический (радиолярии, глобигерины и глобороталии).

Верхнеэоценовые карбонатные породы с разрывом и складчатым несогласием перекрывают все более древние отложения.

Таким образом, для зоны Ремедиос в целом характерно: 1) наличие мелководных отложений верхнеюрского, нижнемелового и альбского возраста; 2) появление относительно глубоководных фаций в сеномане и сеноне; 3) наличие предмастрихтского перерыва; 4) олистостромовые толщи нижнего — среднего эоцена; 5) складчатое несогласие в основании верхнего эоцена.

Отложения пояса Ремедиос протягиваются узкой полосой вдоль северного берега провинции Лас-Вильяс. На севере они перекрыты послесреднеэоценовыми осадками, а на юге ограничены крупным разрывным нарушением Лас-Вильяс, прослеживающимся на исследованной площади на расстоянии 150 км (см. фиг. 27). Это крупный вертикальный сброс (или взброс), падение плоскости которого направлено на юг и, как показали работы Ч. Дюкло, никогда не бывает меньше 70°. Вертикальное смещение вдоль этого разрывного нарушения в юго-восточной части пояса достигает 4500 м по сравнению с расположенной южнее зоной Камахуани.

Внутри зоны Ремедиос прослеживаются крупные эшелонированные линейные складки, ориентированные согласно общему простиранию структуры, т. е. с юго-востока на северо-запад. Нередко эти складки осложнены более мелкими, главным образом приразрывными дислокациями. Все складки разбиты продольными сбросами. Один из таких сбросов — разрыв Ягуахай, выделенный Ж. Пардо в 1954 г., смещение вдоль которого достигает 3000 м. Именно вдоль этого разрыва в южную часть пояса Ремедиос как бы вклиниваются серпентиниты и отложения подзоны Хатибонико (см. ниже). В пределах зоны Ремедиос наблюдается большое количество поперечных сбросов, которые не только секут складки внутри зоны, но и смещают на небольшое расстояние (до 500 м) линию сброса Лас-Вильяс.

Зона Камахуани

Комплекс отложений этой зоны может быть расчленен на две подзоны, разрезы которых существенно отличаются.

Отложения подзоны Хатибонико (одна из зон Ж. Пардо) встречаются только в горах Хатибонико, т. е. на крайнем юго-востоке, где они как бы вклиниваются в отложения зоны Ремедиос. Вся остальная, несравненно большая, часть зоны принадлежит к подзоне Лас-Вильяс.

Подзона Хатибонико. В основании разреза, как и в зоне Ремедиос, залегают массивные доломиты верхнеюрского возраста видимой мощностью 500 м. Выше они сменяются толщей, в которой преобладают известняки с подчиненным количеством доломитов. В верхней части разреза обычны оолитовые и пизолитовые известняки. Общая мощность этой верхнеюрско-нижнемеловой (досреднеаптской) толщи 700 м.

Выше располагаются апт-альбские отложения мощностью 300 м. Это мелководные рифогенные известняки и известняковые брекчии, быстро замещающиеся к югу тонкоплитчатыми известняками с прослоями кремней. Эти отложения содержат такие пелагические формы, как *Orbitolina*, *Globotruncana* и *Nannosconus*. Апт-альбский комплекс пород с разрывом перекрывается грубыми известняковыми конгломератами мастрихта и палеогена (?), выше которых следует олистостромовая толща нижне-среднего эоцена, аналогичная таковой зоны Ремедиос. Общая мощность всех отложений 600 м.

Подзона Лас-Вильяс. Основание видимого разреза также сложено доломитами и известняками верхней юры (портланда), в которых встречен обильный комплекс микрофауны. Видимая мощность этой части разреза от 1100 до 830 м, причем ее сокращение идет за счет самой верх-

ней пачки известняков, мощность которой в северных частях подзоны 450 м, а в южных — всего 180 м.

* Самые верхи разреза верхней юры сложены тонкослоистыми известняками мощностью 120 м. Еще выше следует комплекс глубоководных тонкослоистых известняков, переслаивающихся с кремнями, возраст которых неокон — нижний апт; его мощность 280 м. В южном направлении мощность разреза уменьшается до 190 м, и среди кремнисто-карбонатных пород появляются горизонты с мелкими обломками известняков, в которых узнаются породы более северных разрезов зоны Камахуани. Вышележащие апт-сеноманские отложения литологически не отличаются от нижнемеловых образований. Это переслаивание тонкослоистых известняков, кремней, окремнелых известняков с прослоями известняковых конгломератов в средней части разреза. В обломках конгломератов содержатся исключительно известняки более северных разрезов. Общая мощность этой глубоководной пачки 210 м. Не исключено, что часть этих пород относится к турону — нижнему сенону.

Сеноманские отложения с размывом перекрываются известняковыми брекчиями маастрихта, палеоцена (?) и нижнего эоцена, выше которых располагается зеленоцветная олистостромовая толща среднего эоцена. Общая мощность этой части разреза 400 м.

Таким образом, для зоны Камахуани характерно: 1) наличие мелко-водных осадков юры, нижнего мела и альба в подзоне Хатибонико; 2) широкое развитие верхнеюрских, нижнемеловых и альб-сеноманских глубоководных отложений в подзоне Лас-Вильяс; 3) наличие предмаастрихтского перерыва; 4) олистостромовая толща нижнего — среднего эоцена.

Как и в зоне Ремедиос, верхнеэоценовые отложения со складчатым несогласием перекрывают любые более древние породы разреза.

Как уже указывалось, с севера зона Камахуани ограничивается сбросом Лас-Вильяс. На юге зона ограничена крупным разрывом Камахуани, который был выделен Ч. Дюкло в 1958 г. Падение плоскости разрыва вертикальное. Об этом, в частности, можно судить по данным бурения. Так, например, к западу от г. Сулуэта скважина Сулливан-3, заложенная в пределах зоны Камахуани почти прямо на разрыве до глубины 800 м (на которой она была остановлена), так и не вышла из известняков. Скважина Сулливан-5, пробуренная в 200 м к югу от скважины Сулливан-3, т. е. сразу к югу от сброса Камахуани, от поверхности вплоть до максимальной глубины (800 м) не вскрыла ничего, кроме изверженных пород зоны Санта-Клара. Об этом же говорят и данные скважины Ренате-2, которая также была пробурена прямо в зоне разлома Камахуани, в его северном крыле. Бурение было остановлено на глубине 900 м в известняках зоны Камахуани.

Все это, а также довольно прямолинейные очертания разрыва в плане дают возможность говорить о том, что сброс Камахуани имеет крутое падение.

Характер складок в зоне Камахуани гораздо более напряженный, чем в зоне Ремедиос и в принципе одинаков во всех ее частях. Здесь распространены узкие линейные сжатые складки, породы в которых в большинстве случаев падают в юго-западном направлении, создавая как бы ложную моноклинал. Все складки расцесены многочисленными взбросами, плоскости которых падают также только на юг. Складки и разрывы внутри зоны создают типичную складчато-чешуйчатую структуру: опрокинутые на северо-восток относительно широкие синклинали сменяются узкими антиклиналями, северо-восточные крылья которых оборваны разрывными нарушениями.

Точно такое же строение имеет и подзона Хатибонико, располагающаяся вдоль крупных разрывных нарушений как бы внутри зоны Ремедиос. Северная часть этой структуры оборвана разломом Ягуахай; вдоль

разлома расположено тело серпентинитов. Южная часть структуры ограничена взбросом Хатибонико, плоскость которого падает на юго-запад под углом $60-70^\circ$.

Еще одно небольшое тело серпентинитов расположено к западу от г. Камахуани, вдоль одного из описанных взбросов, осложняющих внутреннюю структуру зоны.

Зона Санта-Клара

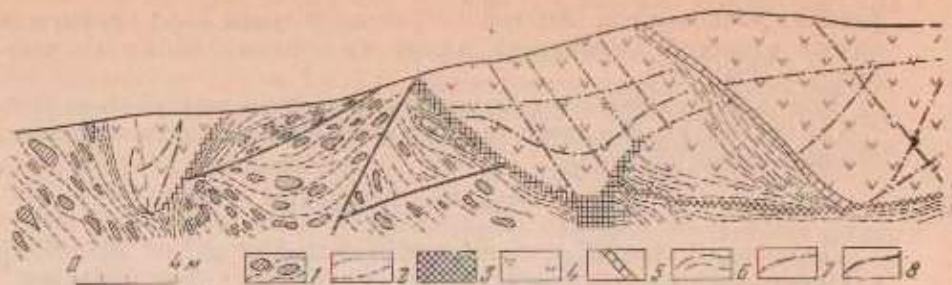
Для расположенной южнее зоны Камахуани зоны Санта-Клара характерно широкое распространение серпентинитового меланжа, принципиально не отличающегося от меланжа Малого Кавказа. Северная граница этой тектонической зоны достаточно четкая и проводится мною вдоль сброса Камахуани (см. выше). Южная граница не столь отчетливая и в общих чертах совпадает с южной границей распространения серпентинитового меланжа. Последний в значительной мере определяет облик описываемой области, и именно с него мы начнем описание тектонического строения зоны Санта-Клара.

Полимиктовый серпентинитовый меланж зоны Санта-Клара сложен исключительно рассланцованными и будинированными породами. Это хорошо видно вдоль шоссе Санта-Клара — Маникарагуа и Санта-Клара — Пласетас. Степень рассланцованности и будинирования ультраосновных пород нисколько не уменьшается при удалении от края меланжа в глубь него. Внутри серпентинитов, а также вдоль контактов их с осадочными и вулканогенными породами выделяются зоны, где серпентиниты подверглись более сильному дроблению и истиранию. Интересно отметить, что региональное направление падения сланцеватости в серпентинитах южное. В этом же направлении падают и плоскости надвигов, которые иногда удается наблюдать в серпентинитах.

Внутри серпентинитов содержится огромное количество включений разнообразнейших метаморфических, изверженных и осадочных пород. По составу выделяются следующие группы пород.

Метаморфические породы. Среди них могут быть выделены следующие разновидности (Ducloz, Vuagnat, 1962): антофиллитовые, хлоритовые, мусковитовые, кварц-мусковитовые, графитовые, гранатовые и глаукофановые сланцы; филлиты, актинолититы, гранатовые амфиболиты и амфиболиты. Амфиболиты образовались за счет андезитов и базальтов (Meyerhoff, Hatten, 1968).

Никаких следов магматического воздействия ультрабазитов на метаморфические породы не обнаружено. Больше того, часто видно, что в контакте с гипербазитами вдоль границы блока кварц-мусковитовых сланцев развивается хлоритовая оторочка, указывающая на процессы ретроградного метаморфизма в кристаллических сланцах. Хорошо видно, как сланцеватость метаморфических пород не совпадает с контуром блока, а утыкается в него. Иногда в краевых частях включения сланцеватость в метаморфической породе как бы поджата и в первом приближении начинает повторять контур включения, что, на наш взгляд, говорит о сильных сдавливаниях, которому подвергались включения в момент их транспортировки ультрабазитами. В подавляющем большинстве случаев метаморфические породы заключены в серпентинитовую рубашку, поверхность которой представляет собой сплошное зеркало скольжения, покрытое штрихами, пересекающимися под различными углами. Это однозначно указывает на транспортировку в необычайно плотной (если не сказать твердой) среде, что резко противоречит существующим взглядам на физическое состояние ультраосновной магмы в момент ее внедрения. Величина обломков метаморфических пород в исследованном районе колеблется от 3—5 см до 500—700 м. Форма включений самая разнообразная: округлая, эллипсоидальная, утюго- или кирпичеобразная, но всегда со сглаженными углами.



Фиг. 30. Обнажение серпентинитов к югу от г. Санта-Клара (шоссе Машкарата — Санта-Клара)

1 — рассланцованные и буднированные серпентиниты; 2 — серпентинитовые сланцы; 3 — мукоподобные серпентиниты; 4 — эффузивы кислого состава; 5 — милокитизированные зоны; 6 — сланцеватость в эффузивах; 7 — трещины в кислых эффузивах; 8 — разрывные нарушения

Изверженные породы. Включения их наиболее часты среди серпентинитов. Это главным образом порфириды и туфы порфиритов, не отличимые от аналогичных пород более южного эвгеосинклинального разреза зоны Сейбабо. Эти вулканические породы необычайно сильно передроблены, рассланцованы и зачастую превращены в рыхлую бесструктурную массу. Широко развиты также блоки серых мелкозернистых диабазов, резко отличающихся по внешнему облику от описанных вулканических пород. Довольно много включений долеритов и кварцевых порфиров. Эти очень плотные породы образуют возвышенности, хорошо выделяющиеся в рельефе. Краевые части включений в результате динамометаморфических процессов превращены в сланцы, образующие как бы рубашку вокруг плотного нерассланцованного ядра, которое расчленено трещинами, пересекающимися под самыми различными направлениями (фиг. 30). Нередко рассланцованные породы образуют как бы «хвост» за плотным ядром, вытянутым в направлении сланцеватости. Все это липкий раз подчеркивает необычайно сильные динамометаморфические процессы, сопровождающие проникновение ультраосновных пород в верхнюю часть земной коры. Среди серпентинитов Ж. Пардо помимо указанных образований в 1954 г. описал тектонические включения роговообманковых долеритов, роговообманково-ангитовых габбро, роговообманковых дацитов, уралитовых, роговообманковых и авгит-роговообманковых габбро.

Спорен вопрос о природе диоритов, кварцевых диоритов и сиенитов, встреченных в этой полосе. Возможно, это молодые интрузивные образования, о чем свидетельствует их радиометрический возраст (67 млн. лет; Meyerhoff, Hatten, 1968), хотя форма тел скорее всего указывает на то, что это тектонические отторженцы.

Среди серпентинитов встречены также и массивы серых крупнозернистых гранитов. Они обычно имеют округлую форму в плане и очень хорошо выделяются в рельефе (например гора Серро эль Чиво). Однако характер взаимоотношений этих пород с серпентинитами остался невыясненным, так как контакты с ультрабазитами засыпаны обвалами. Возможно, это тектонические блоки (в пользу чего говорит неизменность серпентинитов вблизи гранитов) или же магматический шток (аплитовые жилы, известные в исследованном районе, с явным активным контактом секут серпентиниты).

Осадочные породы. К этой группе включений относятся огромные массивы известняков, располагающиеся цепочкой вдоль центральной части зоны Санта-Клара. К описанию этих тектонических клиньев мы перейдем ниже.

Метасоматические породы. К этому типу включений могут быть отнесены родиниты, возникшие, по мнению Ч. Дюкло и М. Вюаньи



(Ducloz, Vuagnat, 1962), за счет изменения габбро-анортозитов и анортозитов.

Внутренняя структура серпентинитового меланжа, на наш взгляд, позволяет утверждать, что он формировался в условиях сильных сжатий, действовавших на уже консолидированное и серпентинизированное ультраосновное тело.

По составу включений серпентинитовый меланж зоны Санта-Клара может быть разделен на северную, центральную и южную линейные подзоны (см. фиг. 28).

В северной подзоне серпентинитовый меланж содержит многочисленные блоки разнообразнейших (главным образом изверженных) пород, которые порой слагают удлиненные тела линзовидной и веретенообразной формы протяженностью до 10—15 км. Все они вытянуты с северо-запада на юго-восток, т. е. согласно с общим простиранием структур района. При приближении к центральной подзоне в серпентинитовом меланже начинают попадаться отдельные отторженцы известняков.

Для центральной подзоны характерно наличие огромных массивов, сложенных известняками мелового возраста, погруженных в серпентинитовую массу. Здесь наблюдаются три таких тектонических клина (с востока на запад): Харауэка (длина 30 км при максимальной ширине 4,5 км), Пласетас (длина 50 км при максимальной ширине 5 км) и Сифуэнтес (длина в пределах обнаженной части 45 км при максимальной ширине 18 км).

В серпентинитовом меланже южной подзоны резко преобладают тектонические отторженцы вулканогенных пород основного состава и метаморфических сланцев.

Такое строение полимиктового серпентинитового меланжа зоны Санта-Клара позволяет предполагать, что внутри него находятся три самостоятельные тектонические чешуи, для каждой из которых характерен свой набор тектонических включений. Это предположение находит подтверждение в наличии крупных разрывных нарушений, отделяющих одну подзону от другой. Одно из таких нарушений обрамляет с юга северную подзону и названо нами надвигом Сан-Фелипе. Этот разрыв на большом протяжении отделяет образования описываемой подзоны от центральной подзоны и лишь на юго-востоке, начиная примерно от пос. Харауэка и далее на юго-восток вплоть до г. Сан-Фелипе, приводит в соприкосновение образования северной подзоны и зоны Сейбабо. Надвиг Сан-Фелипе в плане имеет пологоволнистую форму и в общем параллелен разрыву Камахуани. Лишь в районе, расположенном между городами Энкрусиада и Камахуани, он срезается разломом Камахуани. Начиная от этого места вплоть до меридиана г. Калабазар породы северной подзоны как бы перекрыты породами центральной подзоны, непосредственно контактирующими с тектоническим комплексом зоны Камахуани.

На всем протяжении надвиг Сан-Фелипе имеет юго-западное падение. Об этом можно судить по данным бурения, проведенным вдоль большей части разрыва. Так, например, к югу от г. Ситнесито плоскость этого разрыва падает под углом 35—40° на юго-запад, однако с глубиной угол падения становится более крутым и достигает 55—60° (по данным

скважины Лонггеар-6). К западу от г. Камахуани угол наклона плоскости надвига, по данным скважин Алипио-1 и Алипио-2, равен всего 25° . К северу и востоку от г. Пласетас она падает под более крутым углом. При прослеживании надвига с северо-запада на юго-восток, вплоть до пос. Харауэка, по данным Г. Вассала, угол наклона плоскости надвига изменяется следующим образом: 30° на юго-запад, 80° на юго-запад, 45° на юго-юго-запад, 65° на юг.

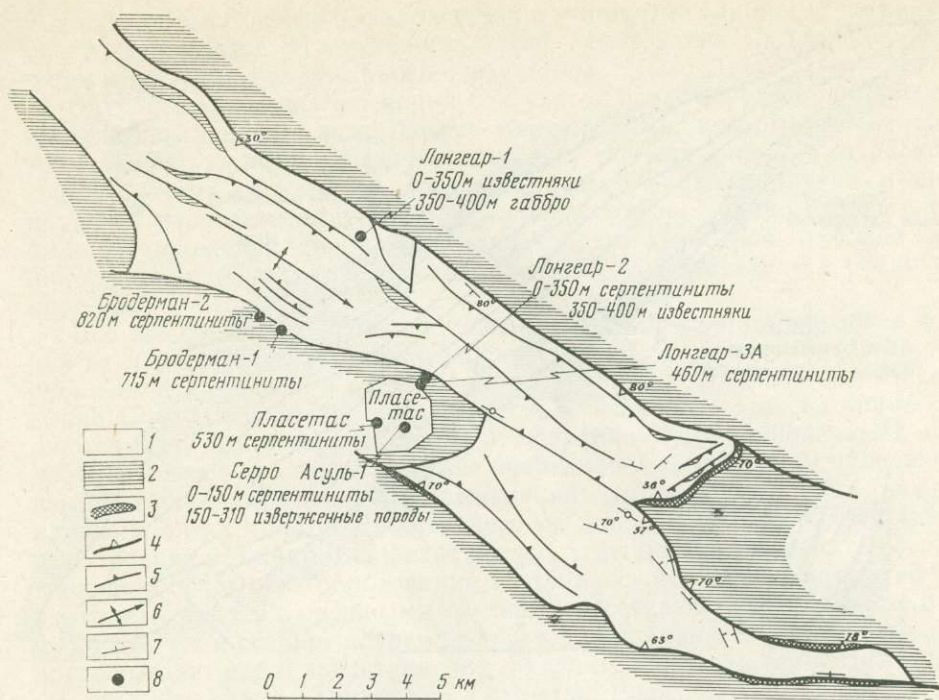
Для центральной подзоны зоны Санта-Клара характерно присутствие огромных массивов меловых известняков, залегающих внутри серпентинитового меланжа. В основании видимой части этого осадочного разреза располагается пачка хорошо сортированных кварцевых песчаников и микроконгломератов (формация Хобоси), содержащая редкие обломки известняков с фауной неокома и верхней юры. По мнению Ч. Дюкло, эта толща в южной части зоны имеет готеривский, а в северной — барремский возраст. Ж. Пардо и Ч. Дюкло считают, что эти образования являются самыми древними породами зоны Санта-Клара, которые некогда располагались прямо на метаморфическом основании. Нужно только отметить, что в данном районе еще ни один геолог не наблюдал нормальных соотношений осадочного комплекса с метаморфическими образованиями и с серпентинитами. Эти контакты повсеместно тектонические.

Выше эти отложения сменяются толщей, состоящей из частого переслаивания тонкослоистых известняков и глинистых сланцев, в основании которой также присутствуют слои кварцевых песчаников. Вся эта пачка, имеющая мощность всего 100—120 м, последовательно содержит фауну неокома, апта, альба и сеномана. Эти породы накапливались в глубоководных условиях, о чем, в частности, свидетельствует наличие в средней части разреза известняков, целиком состоящих из обломков таких пелагических форм, как нанноконусы и радиолярии. Сеноманские отложения с размывом перекрываются тонкообломочными известняками маастрихта мощностью около 200 м. Выше с размывом располагаются конгломераты и песчаники нижнего и среднего эоцена.

Итак, для центральной подзоны характерно: 1) наличие маломощного глубоководного разреза, имеющего возраст от неокома до сеномана включительно; 2) предмаастрихтский перерыв; 3) известняковый разрез маастрихта.

Описанный разрез типичен для всех трех известняковых массивов, залегающих среди серпентинитового меланжа и слагающих основную часть площади центральной части зоны Санта-Клара. Все эти массивы, как будет показано, имеют форму клина. Из этих гигантских блоков наиболее хорошо изучены блоки Пласетас и Харауэка.

Строение южной части клина Пласетас показано на фиг. 31. Здесь четко видно, что нарушения, ограничивающие с северо-востока и юго-запада этот тектонический клин, падают под него. На северо-востоке это надвиг Сан-Фелипе, описанный ранее. Юго-западное падение плоскости надвига, полученное по данным картировочного бурения, подтверждается и более глубокими скважинами. Так, например, скв. Лонггеар-1, заложённая на известняках в 0,5 км к югу от разрыва Сан-Фелипе, вошла в изверженные породы на глубине 350 м, что дает угол наклона плоскости надвига 35° . Плоскость разрыва в юго-западном борту тектонического клина Пласетас наклонена более круто. Здесь углы падения колеблются от 63° на север-северо-восток до вертикальных. Северо-восточное падение плоскости разрыва также подтверждается и данными всех буровых скважин в районе г. Пласетас, особенно скважин Бродерман-1 и Бродерман-2, расположенных в зоне разлома к югу от него. Ни одна из них на глубине не подсекла известняков клина Пласетас, что могло бы свидетельствовать о юго-западном падении плоскости разрыва. Лишь данные скважины Лонггеар-2, которая на глубине 350 м вошла в известняки, могут свидетельствовать о частном изменении пло-



Фиг. 31. Структурная схема тектонического клина Пласетас (по материалам Ч. Дюкло, Г. Вассала и автора)

1 — известняки глубоководного разреза; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — зоны тектонических брекчий; 4 — разрывы, ограничивающие тектонический клин, и направление их падения; 5 — разрывы внутри тектонического клина и направление их падения; 6 — оси антиклинальных складок; 7 — падение пород; 8 — места расположения скважин

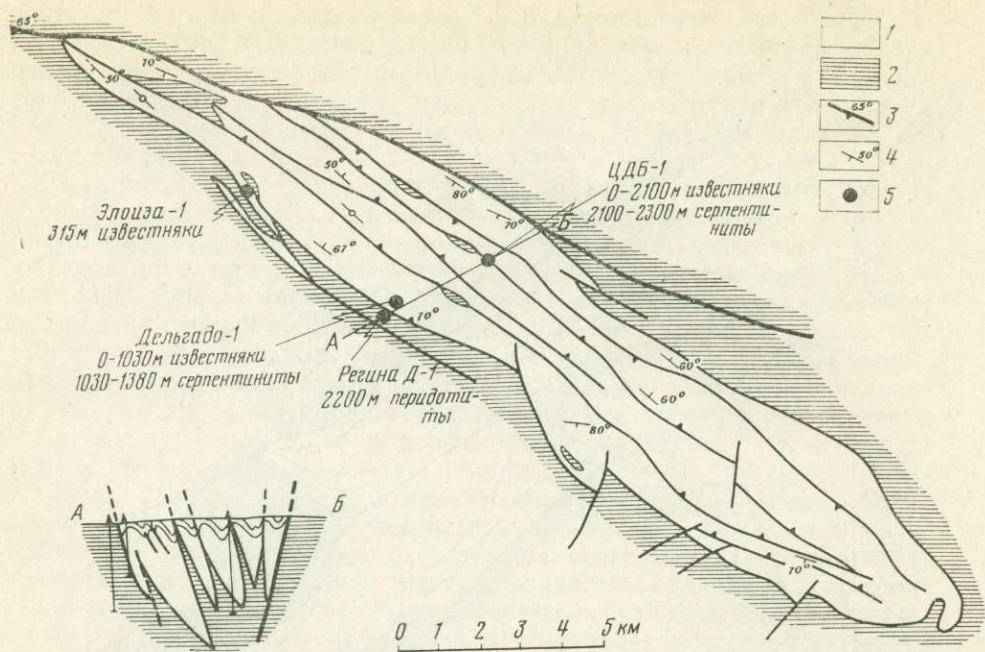
скости падения надвига. Однако они же могут указывать и на наличие очередной линзы известняков в серпентинитах, не имеющей непосредственной связи с выходами известняков на дневной поверхности. Значительно изменяется направление падения плоскости разрывных нарушений в зоне юго-восточного ограничения этой линзы. Здесь наклон плоскости надвига направлен в основном под серпентиниты, хотя есть и обратные падения.

Местами вдоль описанных разрывов возникает так называемое кальцитовое «месиво» (mash), образованное в результате циркуляции вод, обогащенных CaCO_3 , вдоль зон дробления (Wassal, 1956).

Осадочные образования тектонического клина Пласетас смяты в ряд сложных складок, образующих складчато-чешуйчатую структуру. В южном крыле тектонической линзы надвига круто падают в северо-восточном направлении, в северном — на юго-запад, что создает типичный открытый веер. Вдоль плоскостей наиболее крупных надвигов расположены узкие линейные тела серпентинитов.

Направление падения плоскостей разрывных нарушений вдоль границ клина Пласетас (под клин), а также наличие серпентинитовых тел внутри него, на наш взгляд, несомненно показывают, что описанная структура бескорневая и целиком заключена в серпентиниты.

Близкое строение имеет и тектонический клин Харауэка (фиг. 32). Ограничивающие клин разрывы также падают под него, а внутренняя структура осложнена многочисленными взбросами и надвигами, дающими «открытый веер. Между надвигами расположены парные системы складок, состоящие из относительно широких синклиналей и узких антикли-



Фиг. 32. Структурная схема тектонического клина Хараузка (по материалам Ч. Дюкло и автора)

1 — известняки глубоководного разреза; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — разрывные нарушения и направление падения их плоскостей; 4 — углы наклона пород; 5 — места расположения скважин; А — Б — линия профиля

налей. Одно из крыльев антиклинали всегда подорвано так, что антиклиналь надвинута на следующую синклиналь. Разрывные нарушения внутри тектонического клина Хараузка как бы вырубает из его тела тонкие веретенообразные в плане пластины, вдоль бортов которых иногда располагаются узкие тела серпентинитов. В местах смыкания разрывных нарушений, как можно видеть в северо-западной части клина, серпентинитовые массивы приобретают более крупные размеры. О глубине этих пластин можно судить по данным скважины ЦДБ-1, пробуренной в поднадвиговой зоне, которая на глубине 2100 м вошла в серпентиниты. Очевидно, эта величина довольно близка к общей средней глубине кровли серпентинитов, подстилающих тектонический клин Хараузка.

На мой взгляд, и в данном случае нет никакого сомнения в том, что известняки района пос. Хараузка подстилаются серпентинитами. Кроме того, на этом примере хорошо видно, что тектонический клин (или линза) в свою очередь состоит из ряда клиньев, разграниченных серпентинитами. Наши представления о структуре этого района отображены на профиле, сопровождающем фиг. 32.

Изложенные факты противоречат представлениям А. Мейергоффа и Ч. Хаттена (Meyerohoff, Hatten, 1968), считавшим район Хараузка тектоническим окном, выступающим из-под огромного шарьяжа, сложенного серпентинитами.

Строение тектонического клина Сифуэнтес также имеет много общего с таковым описанных выше структур. Северная часть клина ограничена надвигом Сан-Фелипе, плоскость которого наклонена на юго-запад, т. е. под него (см. фиг. 28). Южное крыло клина совпадает с разрывом Доминго, который был выделен Ч. Дюкло в 1958 г. Падение его плоскости или вертикальное, или северо-восточное, о чем свидетельствуют дан-

ные скважины Лонггар-4, заложенной в серпентинитах прямо на контакте с известняками. Эта скважина была остановлена на глубине 400 м и так и не вышла из ультраосновных пород.

Внутри тектонического клина Сифуэнтес осадочные породы рассечены многочисленными разрывными нарушениями, которые также образуют открытую веерообразную структуру. Между разрывами располагается система складок, аналогичная таковой линзы Харауэка, а вдоль надвигов расположены узкие тела серпентинитов. Трудно судить о глубине расположения кровли серпентинитов, так как самая глубокая скважина района (Сулливан-7) остановлена на глубине 750 м в осадочных породах.

Все же восточное окончание тектонического клина Сифуэнтес в какой-то мере позволяет судить о рельефе кровли серпентинитового массива. Дело в том, что в восточном направлении подошва тектонического клина Сифуэнтес быстро воздымается, и осадочные породы клина сменяются серпентинитами. Характер этой границы хорошо показан Ч. Дюкло. Она имеет весьма прихотливые очертания. Серпентиниты отдельными язычками вдаются в осадочные отложения, что на первый взгляд создает иллюзию очень пологого, падающего на запад контакта. Однако такой точке зрения резко противоречат крутые углы наклона контактов серпентинитов и осадочных образований тектонического клина Сифуэнтес. Серпентиниты как бы отдельными гребнями пересекают глубоководные осадки клина, что и создает неправильную в плане линию контакта. Это лишь подтверждает наши представления о характере кровли серпентинитового массива в клиньях Харауэка и Пласетас. Если бы эрозионный срез в пределах всех трех описанных клиньев прошел на 1,5—2 км глубже, то мы бы повсеместно имели картину, весьма напоминающую восточную часть тектонической линзы Сифуэнтес.

Южная чешуя зоны Санта-Клара, как указывалось, сложена полимиктовым серпентинитовым меланжем, в составе которого преобладают вулканогенные породы и метаморфические сланцы. Внутри серпентинитового меланжа выделяются достаточно крупные блоки, сложенные вулканогенными породами основного состава и имеющие максимальную длину 15—20 км при ширине около 5 км. Ч. Дюкло выделяет здесь три такие крупные линзы: Санта-Клара, Манахабо и Фалькон. Об их внутреннем строении известно довольно мало. Можно лишь говорить, что они в целом имеют синклиналиную форму и разбиты многочисленными продольными разрывными нарушениями. В плане их строение близко к таковому вышеописанных тектонических клиньев (Харауэка и др.).

Резкая разница в составе серпентинитового меланжа центральной и южной подзон наводит на мысль, что граница между ними проходит по тектоническому нарушению. Такой разлом Ж. Пардо и Ч. Дюкло выделяли под названием разрыва Доминго. Однако трассирование его среди серпентинитов связано с большими трудностями. По нашим представлениям, разрыв все же выделять необходимо, так как он имеет такое же принципиальное значение, как и все описанные разрывы, отделяющие отдельные структурно-фациальные зоны.

Разрыв Доминго ограничивает с юга тектонический клин Сифуэнтес и большую часть клина Пласетас. В районе г. Пласетас он как бы раздваивается. Его южная ветвь ограничивает с юга известняковый разрез линзы Пласетас, а северная сначала проходит среди осадочных отложений зоны Пласетас, а затем ограничивает с юга серпентиниты, окружающие тектоническую линзу Харауэка. Падение плоскости этого разрыва местами вертикальное, местами северо-восточное (см. выше). Южная граница зоны Санта-Клара с расположенной южнее зоной Сейбабо проводится нами вдоль южного края поля распространения серпентинитового меланжа.

Зона Сейбабо

Допалеогеновый разрез этой зоны сложен преимущественно вулканогенными породами и формирует в целом асимметрично построенную синклиналь. Характер сочленения этой зоны с зоной Санта-Клара неодинаков при прослеживании его по простиранию, между тем выяснение строения области перехода одной тектонической зоны в другую необычайно важно для восстановления истории развития Кубы в конце юрского и в течение мелового периодов. Рассмотрим строение этого контакта по направлению с запада на восток. На западе контакт хорошо виден на шоссе Санта-Клара — Маникарагуа. Здесь (фиг. 33) серпентинитовый меланж и вулканогенные породы граничат по разрыву, падение плоскости которого направлено на северо-восток, а угол падения равен $40-45^\circ$. Еще более крутой угол наклона плоскости этого разрыва наблюдается несколько восточнее (фиг. 34). Повсеместно вдоль разрыва вулканогенные породы превращены в бесструктурную рыхлую массу, в которую иногда затерты блоки плотных диабазов. Серпентиниты же превращены в сланцы и очень сильно будинированы.

Несколько восточнее вдоль контакта серпентинитов и вмещающих пород располагается тектоническая брекчия, состоящая на 90% из перетертых блоков диабазов и габбро, как бы сцементированных мукоподобной серпентинитовой массой.

Еще немного восточнее (южнее водохранилища Эмбальса де Агабама) к югу от серпентинитового меланжа вскрыта полоса сильно перетертых габбро-амфиболитов мощностью всего около 100 м, которая по тектоническому контакту граничит с верхнемеловыми вулканитами зоны Сейбабо. Еще восточнее, в районе г. Пласетас, эти габброидные породы слагают уже довольно мощную полосу и с юга обрамляются зоной выходов темно-зеленых плотных диабазов и долеритов. Все эти породы падают на юг и как бы подстилают разрез вулканогенных отложений зоны Сейбабо. При прослеживании северного борта этой тектонической зоны на восток ее строение остается постоянным: южнее серпентинитового меланжа следуют габброиды, сменяемые диабазами и долеритами, которые как бы опоясывают с юга серпентинитовый меланж зоны Санта-Клара (см. фиг. 27). Эти породы были выделены Ж. Пардо, затем А. Мейергоффом и Ч. Хаттеном (Meyerhoff, Hatten, 1968) под названием «древних вулканитов» («old volcanics»).

По мнению этих исследователей, в настоящее время «древние вулканиты» сильно тектонически раздроблены и перемешаны с серпентинитами. Если восстановить первичную последовательность разреза внутри комплекса, то она будет выглядеть следующим образом.

В основании «древних вулканитов» залегают серпентиниты, сменяющиеся вверх по разрезу так называемым габбровым слоем. Переход от серпентинитов к «габбро» осуществляется через зону переслаивания габброидных пород и серпентинитов, имеющих мощность от 10 до 300 м. «Габбровый» слой чисто условное название, поскольку в нем встречены следующие породы: габбро, долериты, базальты, троктолиты и анортозиты. Все эти породы метаморфизованы иногда до амфиболитов. Мощность «габбрового» слоя достигает 4500 м. По химическому составу основные лавы нижней части разреза отвечают толеитам, верхней части — спилитам.

Такое строение разреза «древних вулканитов» позволило Ж. Пардо, а также А. Мейергоффу и Ч. Хаттену (Meyerhoff, Hatten, 1968) говорить о том, что этот комплекс представляет первичное океаническое ложе эвгеосинклинали.

Возраст эффузивной части «древних вулканитов» неясен. А. Мейергофф и Ч. Хаттен считают, что они имеют верхнеюрско-нижнемеловой возраст на основании того факта, что в некоторых местах наблюдается

переслаивание глубоководных известняков, содержащих фауну неокома и апта, с породами «древних вулканитов». На наш взгляд, линзы известняков представляют собой тектонические отторженцы, вынесенные серпентинитами, и никакого отношения к серии «древних вулканитов» не имеют.

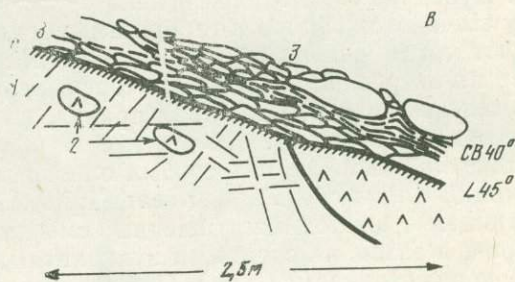
По всей видимости, можно лишь говорить, что «древние вулканиты» имеют домеловый возраст, поскольку они во многих местах перекрываются разрезом, бесспорно относящимся к нижнему мелу. Это выполняющие основную часть зоны Сейбабо так называемые молодые вулканиты (название предложено Ж. Пардо в 1954 г.).

В основании «молодых вулканитов» залегают базальты, переслаивающиеся с тонкими прослоями кремнистых сланцев и известняковых песчаников. Мощность пачки 650 м. Эти породы сменяются оливиновыми и авгитовыми порфиритами, в которых нередко видна подушечная текстура. Среди лав встречаются редкие прослои конгломератов и туфов. Общая мощность этой части разреза 850 м.

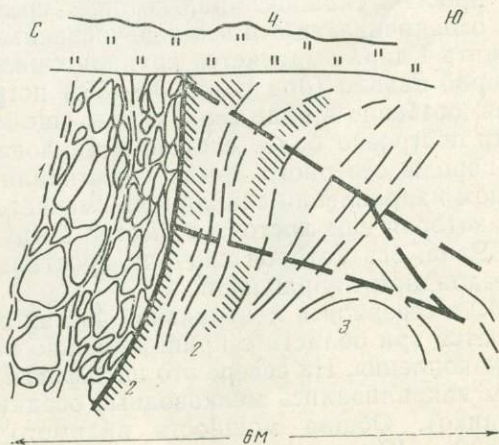
Еще выше с постепенным переходом располагается толща мощностью 300—350 м, состоящая из частого переслаивания тонко- и среднеслоистых известняков с глинистыми сланцами, среди которых попадаются редкие пласты туфопесчаников и конгломератов. В этой толще встречен обильный комплекс пелагической сеноманской фауны. Вышележащие туфы, песчаники и сланцы с редкими прослоями известняков уже содержат пелагические формы туронского возраста. Мощность этой части разреза 200 м.

Сенонские отложения представлены базальтами, переслаивающимися с туфогенными и радиоляриевыми сланцами (нижняя часть разреза), тонкослоистыми радиоляриевыми кремнистыми сланцами (средняя часть) и черными кремнями и кремнистыми сланцами, среди которых встречены прослои авгитовых порфиритов. Мощность сенонских об-

Фиг. 33. Контакт рассланцованных и будинированных серпентинитов (3) с рассланцованными диабазами (1); 2 — блоки плотных диабазов; 4 — зона милонитизации. Шоссе Санта-Клара — Маникарагуа



Фиг. 34. Контакт рассланцованных и брекчированных серпентинитов (1) с рассланцованными, трещиноватыми, милонитизированными (2) и массивными (3) диабазами; 4 — современные отложения. Район селения Ла Фурниа



разований 600 м. Этой пачкой и заканчивается разрез «молодых вулканитов».

Маастрихтские отложения, по данным Ч. Дюкло, несогласно залегают на «молодых вулканитах». Они представлены песчаниками и обломочными известняками, мергелями, рудистовыми известняками и туфами с прослоями базальтов. В этих мелководных отложениях содержится маастрихтская фауна (псевдоорбитоиды, суперкулины и др.). Их мощность 300—350 м.

Мощность этого типового разреза эвгеосинклинальной зоны Сейбабо значительно изменяется при прослеживании в северном направлении. Так, по данным Ч. Дюкло, мощность досеноманского разреза в северном крыле синклинали Сейбабо всего 500 м, а в южном крыле—2400 м. Кроме того, как указывает Ж. Пардо, здесь же появляется большое количество долеритов и кремнистых туфов, отсутствующих в южном крыле. На север выклиниваются и сеноманские отложения (300—350 м в южном крыле и 180 м в северном).

Маастрихтские отложения несогласно перекрываются ниже-среднеэоценовыми мергелями, известняками и конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу верхнеэоценовыми и олигоценовыми породами, которые залегают с отложениями нижнего-среднего эоцена в одном структурном плане.

Таким образом, для зоны Сейбабо характерны следующие черты: 1) интенсивный вулканизм на протяжении всего мелового периода; 2) наличие пелагических условий (по крайней мере в верхнем мелу); 3) предмаастрихтский перерыв; 4) отсутствие предверхнеэоценового углового несогласия.

На наш взгляд, необычайно интересным представляется наличие в основании разреза зоны комплекса «древних вулканитов», последовательность внутри которого напоминает нам таковую Малого Кавказа. Как на Кубе, так и на Малом Кавказе ультраосновные породы вверх по разрезу сменяются габбро и габбро-амфиболитами, внутри которых присутствуют метаморфические образования. Как на Кубе, так и на Малом Кавказе выше расположен неметаморфизованный вулканогенно-осадочный комплекс основного состава (правда, на Малом Кавказе мы могли это только предполагать).

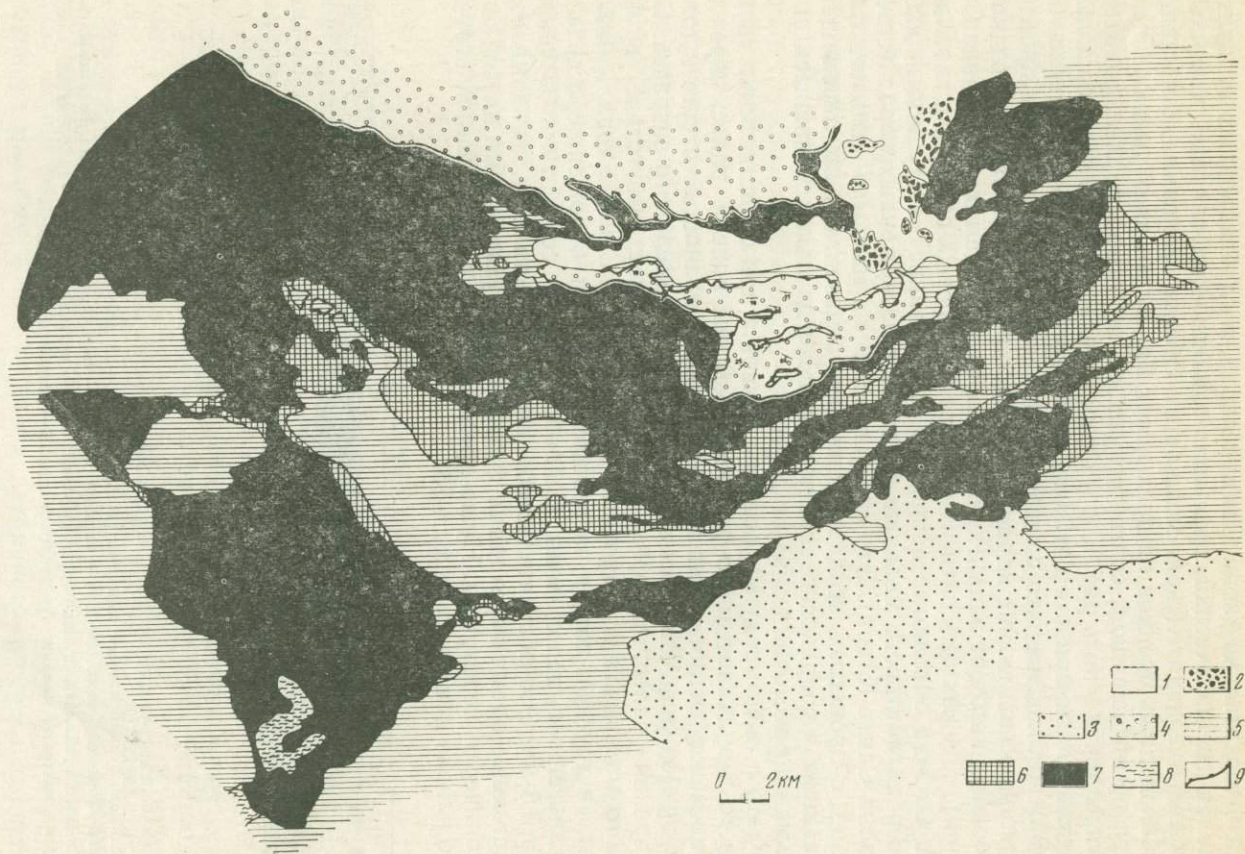
Абсолютно такой же разрез был описан в более восточных районах, в провинции Камагуэй (Flint, Albear, Guild, 1948). На фиг. 35 видно, как серпентиниты в южном направлении сменяются комплексом габброидных пород, а затем и основными вулканитами мелового возраста. Ниже мы еще не раз столкнемся с подобного типа разрезами.

Вулканогенные породы зоны Сейбабо образуют ряд крупных относительно простых складок, края которых срезаются разрывными нарушениями, ограничивающими все перечисленные тектонические зоны. К югу от г. Санта-Клара выделяется крупная синклиналь Сейбабо, южное крыло которой плавно (под углом 30—35°) погружается на север, где углы падения, особенно в ядре синклинали, еще меньше. Северное крыло синклинали построено более сложно и наклонено значительно круче. Местами породы северного крыла синклинали опрокинуты на юг. В юго-восточном направлении синклиналь сменяется крупной пологой антиклиналью, которая еще восточнее быстро погружается и сменяется синклиналью Рана, ось которой сначала простирается в северном, а затем в северо-западном направлении.

Итак, в северной и центральной частях провинции Лас-Вильяс четко выделяются три области с принципиально разным характером мелового осадконакопления. На севере это шельфовая область, в которой главным образом накапливались мелководные осадки (зона Ремедиос и подзона Хатибонико). Общая мощность видимого домаастрихтского разреза здесь 3800 м. Южнее, начиная с верхов верхней юры и до сеноманского

Фиг. 35. Геологическая карта района г. Камагуэй (по Flint, Albear, Guild, 1948, схематизировано)

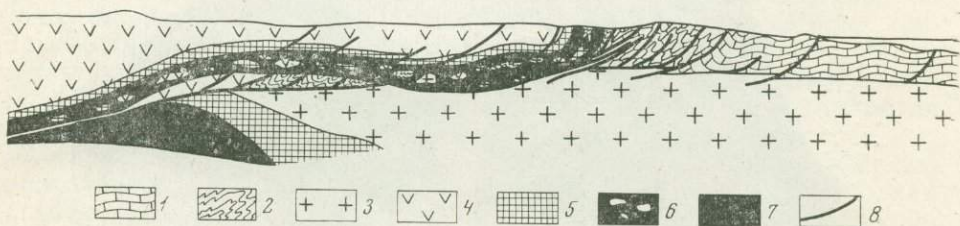
- 1 — современные отложения;
- 2 — осадочные брекчии и конгломераты эоцена;
- 3 — известняки и мергели эоцена;
- 4 — известняки юры — верхнего мела;
- 5 — эффузивы основного состава и туфы (мел);
- 6 — габбро, троктолиты, анортозиты;
- 7 — серпентинизированные перидотиты и дуниты;
- 8 — кристаллические сланцы;
- 9 — поверхности шарьяжей



века включительно (зона Санта-Клара), в глубоководных условиях накопился специфический кремнисто-глинисто-карбонатный комплекс отложений незначительной мощности. Общая максимальная мощность глубоководных осадков не превышает 600 м, что дает уменьшение мощности по отношению к соответствующим по возрасту шельфовым отложениям почти в пять раз. К югу от зоны пелагического осадконакопления накапливалась мощная (4100 м) вулканогенно-осадочная серия пород.

Важно отметить, что с севера на юг можно шаг за шагом проследить постепенное изменение характера осадконакопления от мелководного до глубоководного (от зоны Ремедиос через зону Камахуани к зоне Санта-Клара), т. е. как бы войти из области шельфовых осадков в глубоководную. Отсюда абсолютно непонятно вклинивание между этими областями серпентинитового меланжа с блоками изверженных пород (северная подзона Санта-Клара). Это сразу наводит на мысль о сильных, не связанных с процессом осадконакопления горизонтальных перемещениях, приведших в соприкосновение толщи, некогда накапливавшиеся на значительном расстоянии одна от другой.

К этому же выводу мы должны прийти и при сопоставлении глубоководного и вулканогенного разрезов. Как мы видели ранее, переходные фации между этими двумя типами разрезов полностью отсутствуют. Это в первую очередь касается образований нижнемелового возраста. С точки зрения палеогеографии непонятно полное отсутствие вулканического материала в осадочных породах зоны Санта-Клара (линза Харауэка и другие), хотя в настоящее время эти отложения отделены от вулканогенных пород зоны Сейбабо полосой серпентинитов шириной всего 0,5 км. Это обстоятельство также, по-видимому, показывает, что в настоящее время переходные фации между указанными двумя зонами тектонически перекрыты. Наше представление о современной структуре этого района показано на фиг. 36.



Фиг. 36. Схематический профиль через район г. Санта-Клара

1 — шельфовый карбонатный комплекс (верхняя юра — эоцен); 2 — глубоководный кремнисто-карбонатный комплекс (верхняя юра — нижний мел); 3 — метаморфиды основания Багамской плиты; 4 — основные вулканы и их туфы (верхняя юра? — верхний мел); 5 — габброидный комплекс; 6 — серпентинитовый меланж; 7 — ультрабазиты; 8 — разрывные нарушения

Поэтому можно только предполагать, что некогда существовала область, в которой кремнистые известняки и известняки глубоководного разреза замещались вулканогенными образованиями более южных зон.

Гораздо больше данных о развитии северного борта некомпенсированной области. Здесь в краевой части шельфовой зоны в конце верхней юры возникла глубоководная впадина, заложившаяся непосредственно на верхнеюрских мелководных осадках (подзона Лас-Вильяс зоны Камахуани). Возможно, что в южном направлении эти шельфовые осадки быстро выклинивались, в результате чего глубоководные фации зоны Санта-Клара располагались прямо на кристаллическом основании, о размыве которого свидетельствуют конгломераты Хобоси. Глубоководные условия осадконакопления продолжались вплоть до сеноманского века включительно. В аптском и альбском веках вдоль северной границы глубоководной зоны возник узкий барьерный риф (подзона Хатибо-

нико), служивший как бы южной границей шельфовой области. Такие барьерные рифы обычно возникают вдоль крутых тектонических уступов. О наличии такой структуры, в частности, говорят гальки известняков мелководного разреза в глубоководных отложениях подзоны Лас-Вильяс (описанные Ж. Пардо в 1954 г.), что свидетельствует о сносе, направленном с севера на юг.

В конце сеномана глубоководное осадконакопление внезапно прекратилось. Мы сознательно подчеркиваем это слово «внезапно», ибо в глубоководных разрезах при прослеживании снизу вверх в стратиграфической последовательности не наблюдается никаких изменений фаций в сторону их мелководности, т. е. не наблюдается никакой компенсации глубоководной впадины. Глубоководное осадконакопление прекращается именно внезапно и на уже размытую поверхность сеноманских осадков ложатся мелководные образования маастрихта.

Эти движения, начавшиеся, по мнению А. Мейергоффа и Ч. Хаттена (Meyerhoff, Hatten, 1968), в середине турона, привели к формированию на месте глубоководной зоны и прилегающей к ней части вулканической области крупного пологого поднятия, на котором несогласно и с разрывом отложились маастрихтские карбонатные отложения. Таким образом, верхнемеловая субгерцинская фаза складчатости, отчетливо устанавливаемая в более восточных районах Кубы (секторы Ольгин и Ориенте), в секторе Лас-Вильяс проявила себя не столь ярко.

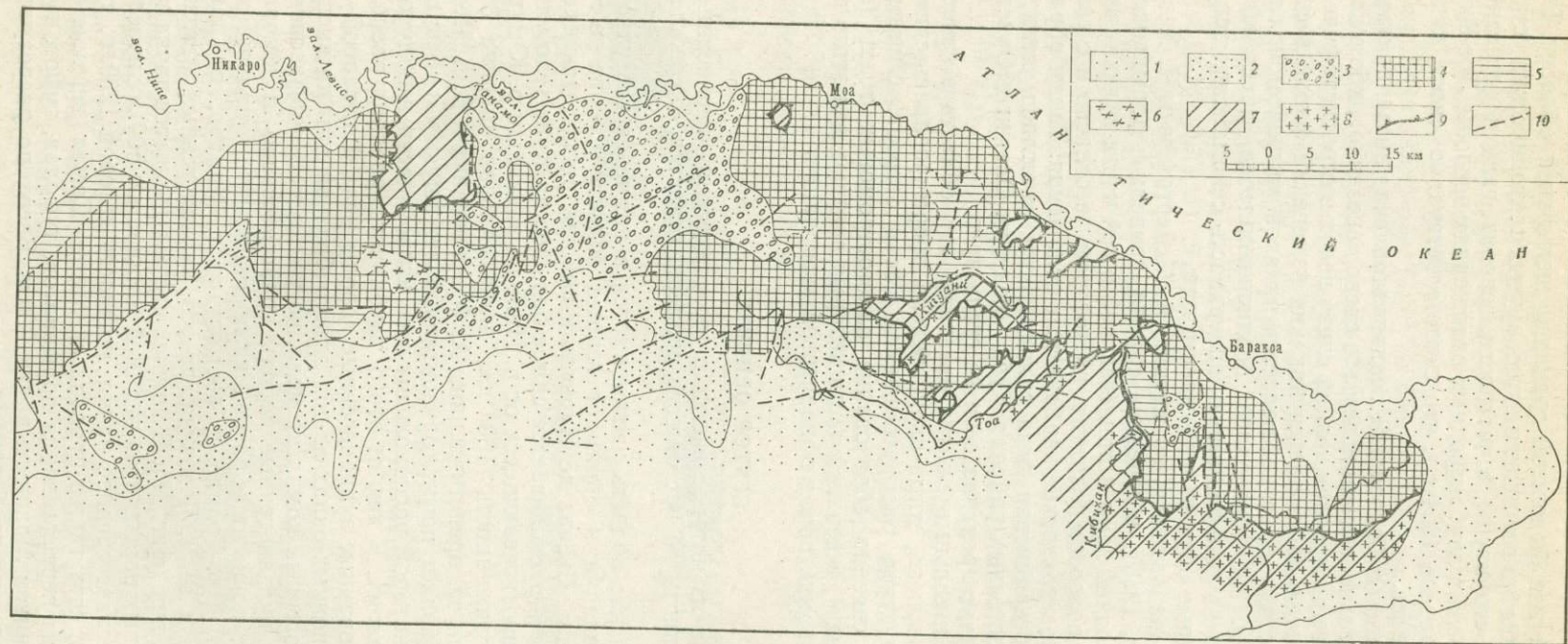
Мощные тангенциальные сжатия охватили эту область в конце палеоцена — начале эоцена, когда окончательно сформировалась складчато-надвиговая структура рассматриваемой части острова. С этим же этапом движений связано образование олистостромовых толщ (нижний — средний эоцен), в верхней части которых впервые для этого района появляются обломки пород офиолитовой ассоциации.

СЕКТОР ОРИЕНТЕ

Ориенте — одна из интереснейших в геологическом отношении провинций Кубы — вплоть до настоящего времени остается, к сожалению, малоизученной.

Интересующая нас область располагается в наименее доступной северной части провинции и обнимает горные области Сьерра де Нипе, Сьерра де Кристаль, Сьерра де Пурьяль и районы, располагающиеся к югу от г. Моа. Здесь располагается самое большое на Кубе тело ультраосновных пород, протягивающееся от р. Нипе на западе до р. Юмури на востоке. Его протяженность 180 км, максимальная ширина 30 км (фиг. 37). Это тело, по представлениям А. Ф. Адамовича и В. Д. Чеховича (1964), представляет почти горизонтально лежащую магматическую пластину, корни которой расположены в ее южной части и приурочены к глубинному разлому. К югу от этого глубинного разлома располагаются метаморфизованные вулканогенные породы мела. В северной части в отдельных эрозионных окнах из-под пластообразной залежи вновь обнажается вулканогенный комплекс мела, но уже неметаморфизованный. Серпентиниты и вулканогенные породы трансгрессивно и несогласно перекрываются осадочными образованиями маастрихта и палеогена.

В бассейне р. Рио-Гранде, к востоку от г. Никаро, по данным А. Ф. Адамовича и В. Д. Чеховича, разрез вулканогенных отложений имеет следующий вид (фиг. 38). В нижней части выделяется пачка туфов андезит-базальтовых порфиритов видимой мощностью 500 м с прослоями порфиритов. В составе средней пачки, мощность которой 1200 м, преобладают базальты, есть также прослойки спилитов. Самая верхняя часть разреза состоит из переслаивания порфиритов, туфолов, туфов, туффитов и туфопесчаников. Мощность пачки 300 м. Вверх по разрезу эти породы перекрываются ультрабазитами.

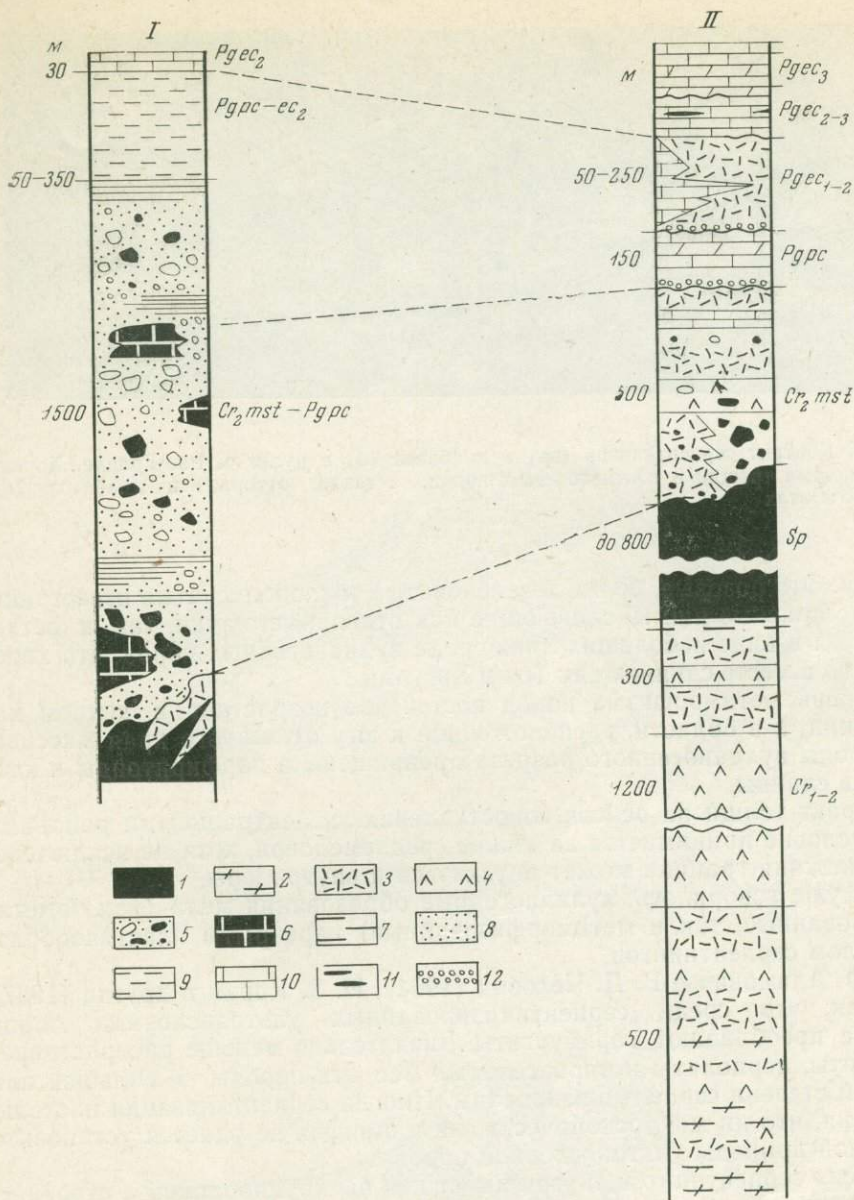


Фиг. 37. Схема геологического строения сектора Ориенте (по материалам А. Ф. Адамовича, В. Д. Чеховича и автора)

1 — карбонатные и терригенные отложения верхнего эоцена и олигоцена;
 2 — туфогенно-карбонатные отложения палеоцена и нижнего — среднего эоцена;

3 — маастрихтская морская зеленоцветная моласса;
 4 — серпентиниты;
 5 — габбро;

6 — метаморфические породы;
 7 — вулканы основного состава;
 8 — те же породы метаморфизованные;
 9 — края шарьяжа;
 10 — сбросы и взбросы



Фиг. 38. Сопоставление разрезов секторов Ольгин (I) и Ориенте (II), по материалам А. Ф. Адамовича, В. Д. Чеховича, а также А. Л. Книппера и М. Пуиг-Рифа (1967)
 1 — серпентиниты с включениями габбро, 2 — метаморфизованные основные породы; 3 — туфы порфиритов; 4 — диабазы, спилиты, порфириты; 5 — зеленоцветная моласса; 6 — рифогенные известняки; 7 — алевролиты; 8 — песчаники; 9 — глины; 10 — известняки и мергели; 11 — кремни; 12 — конгломераты

Такой же характер разреза наблюдался нами и южнее, в бассейнах рек Хигуани, Маль-Номбре, Кибихан и Хобо. Повсеместно это мощный комплекс основных вулканогенных пород, который состоит из чередования пачек диабазовых, миндалекаменных и афанитовых порфиритов с такими же мощными пачками лавобрекчий и лавоагломератов порфиритового состава. Среди этой монотонной толщи зеленого цвета встречаются пачки туфоалевролитов и туфоаргиллитов. Среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород распространены и чисто осадочные обра-



Фиг. 39. Контакт серпентинитов (sp) и диабазов (d) в русле р. Рио-Гранде. Хорошо видна система трещин в контакте этих пород, а также отторженец диабазов (d₁) в серпентинитах

зования. Это розовые, белые и зеленоватые тонкополосчатые известняки, а также красные яшмы, слагающие как отдельные пачки, так и встречающиеся в виде небольших линз среди вулканогенных пород, что хорошо видно в месте слияния рек Тоа и Хигуани.

Степень метаморфизма пород постепенно возрастает в южном направлении, и в области, расположенной к югу от южного края массива, все породы вулканогенного разреза превращены в порфиритоиды и хлоритовые сланцы.

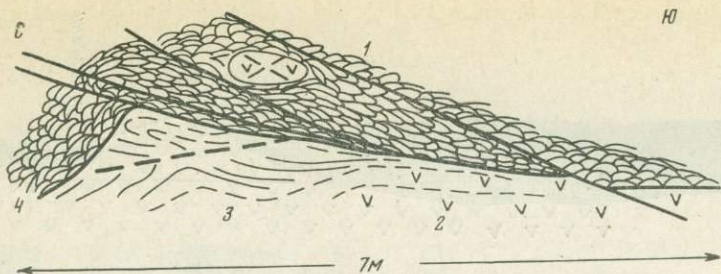
Возраст толщи на основе сопоставления с центральными районами Кубы условно принимается за ниже-среднемеловой, хотя не исключено, что ее нижняя граница может опускаться и внутрь юры.

Как уже говорилось, вулканогенные образования мела (как неметаморфизованные, так и метаморфизованные) перекрыты пластинообразным телом серпентинитов.

А. Ф. Адамович и В. Д. Чехович (1964), И. З. Корин и другие (1967) показали, что среди серпентинизированных ультраосновных пород Ориенте преобладают гарцбургиты. Значительно меньше распространены дуниты, лерцолиты и пироксениты. Все эти породы в большей или меньшей степени серпентинизированы. Иногда серпентинизация настолько сильна, что ни макроскопически, ни в шлифах не удается установить первичной природы ультраосновной породы.

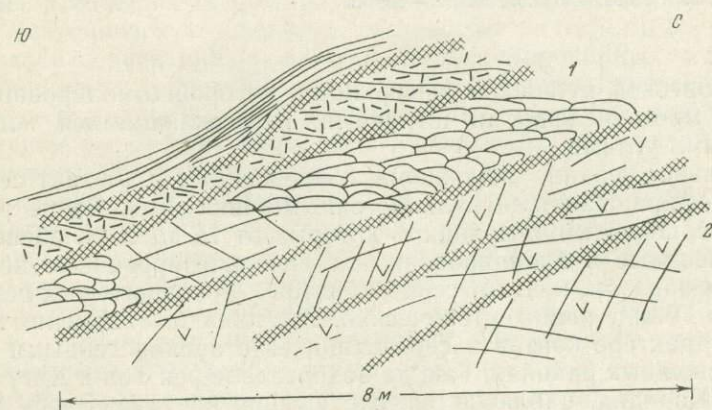
Массив серпентинитов внутри имеет как бы крупноблоковое строение, заключающееся в том, что разного размера тела относительно слабо серпентинизированных ультраосновных пород заключены в «цемент», состоящий из серпентинитовых сланцев. Остается только добавить, что величина таких блоков самая разнообразная и может колебаться от 1—2 см до 10—15 км. Эти блоки в свою очередь состоят из менее крупных блоков, что создает как бы конгломератовидную текстуру таких «ядер». Почти всюду отдельные блоки и будины внутри ядра окружены тонкой серпентинитовой оболочкой, отполированная поверхность которой представляет собой сплошное зеркало скольжения. Иногда блоки и будины отделены относительно тонкими (от 0,5 до 10 см) пачками сильно рассланцованных серпентинитов, сланцеватость которых повторяет контуры блока или будины.

Характер контактов серпентинитов с подстилающими их породами имеет очень важное значение для понимания способа становления ультраосновных пород Ориенте. Поэтому мы специально остановимся на описании некоторых из них.

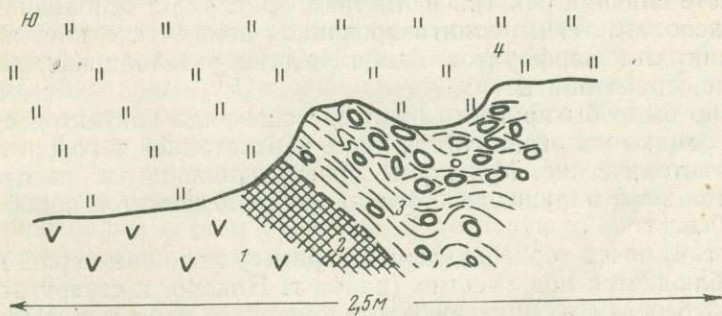


Фиг. 40. Зарисовка обнажения, показанного на фиг. 39

1 — серпентиниты; 2 — плотные диабазы; 3 — рассланцованные диабазы; 4 — трещины и разрывные нарушения

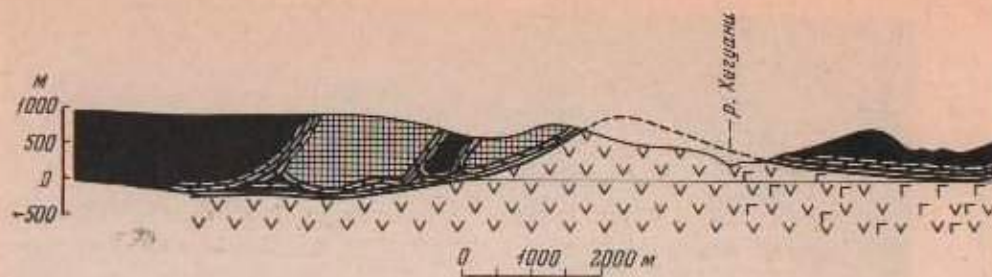


Фиг. 41. Подошва аллохтонного массива серпентинитов (1) к югу от села Каридад; диабазы (2) рассланцованы и брекчированы, вдоль трещин, параллельных контакту, развиты милониты



Фиг. 42. Характер контакта диабазов (1) с брекчированными и будинированными серпентинитами (3), вскрытый на левом берегу р. Тоа, в районе слияния ее с р. Хи-гуани. Вдоль контакта протягивается зона брекчий и милонитов (2); 4 — современные отложения

Непосредственно в русле р. Рио-Гранде залегают плотные зеленые диабазы (фиг. 39, 40). Вблизи контакта с серпентинитами диабазы превращены в сланцы, простирание сланцеватости которых совпадает с простиранием контакта. Рассланцованные вулканогенные породы к тому же рассечены серией горизонтальных трещин. Выше залегают тонкобудинированные, рассланцованные и тонколистоватые серпентинитовые сланцы, как бы обтекающие неровную поверхность контакта. Среди серпентинитов содержатся отдельные блоки диабазов, покрытые тонкой



Фиг. 43. Профиль через северо-восточную часть провинции Ориенте
 1 — массивные ультраосновные породы; 2 — габбро и габбро-диабазы; 3 — серпентинитовые сланцы;
 4 — спилит-диабазовый комплекс; 5 — он же, метаморфизованный в условиях фации зеленых сланцев;
 6 — разрыв в основании аллохтона; 7 — сбросы

серпентинитовой рубашкой, поверхность которой отполирована и изоброждена многочисленными штрихами, пересекающимися под самыми различными углами.

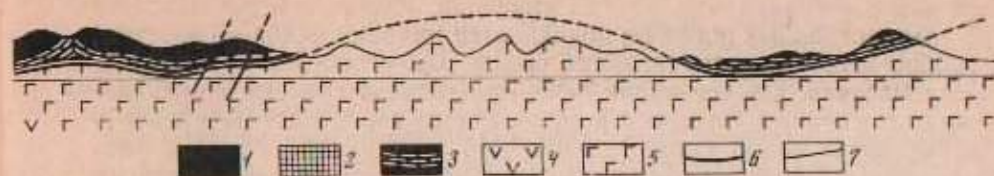
Идеальное зеркало скольжения сопровождается и контакт серпентинитов с рассланцованными вулканогенными породами. Выше рассланцованных серпентинитов, мощность которых от 15 до 20 м, располагаются брекчированные и будинированные серпентинитовые перидотиты.

Таким образом, контакт серпентинитов и вулканогенных пород в русле р. Рио-Гранде явно тектонический. Нет никакого сомнения в тектоническом характере контакта серпентинитов с вулканогенными породами и в более южных районах. Так, на водоразделе рек Тоа и Хигуани, к югу от села Каридад, наблюдается следующая картина. Здесь на разбитых многочисленными трещинами кливажа диабазовых порфиритах залегают очень сильно рассланцованные серпентиниты (фиг. 41). Как серпентиниты, так и диабазовые порфириты разбиты системой трещин на ряд параллельных пластин.

В месте слияния рек Тоа и Хигуани (фиг. 42) в основании серпентинитов располагается милонитизированная зона, состоящая из перетертых афанитовых порфиритов. Выше следуют рассланцованные и будинированные серпентиниты.

Можно было бы привести описание еще ряда контактов с серпентинитами, однако мы ограничимся лишь констатацией того факта, что они всегда тектонические. Мощность зоны дробления и рассланцевания вдоль этой зоны нарушения в основании серпентинитов порой достигает 200—300 м.

Пологий, почти горизонтальный характер подошвы серпентинитового тела наблюдается повсеместно (район г. Никаро, к северу от Паленке, по обоим берегам р. Хигуани, вдоль северного берега р. Маль Номбре, в нижнем течении р. Тоа, в верхнем течении р. Хобо и др.). Характер залегания серпентинитов в этом районе показан на геологической карте (см. фиг. 37) и профиле (фиг. 43). Нет никакого сомнения, что южная граница серпентинитового массива эрозионная и что некогда тектонический покров серпентинитов занимал значительно большие площади и, возможно, перекрывал все выходы метаморфизованных вулканогенных пород Ориенте. Мощность серпентинитового покрова относительно невелика (максимально 700—1000 м), и крупные реки и ручьи целиком прорезают серпентиниты, вскрывая в эрозионных окнах породы спилит-диабазовой формации, подстилающей серпентиниты. Наиболее крупным является эрозионное окно р. Хигуани. Подошва серпентинитов здесь, как и в районе г. Никаро, почти горизонтальная, постепенно погружающаяся в северо-восточном направлении.



Итак, по нашим представлениям, серпентинитовая пластина центрального и восточного Ориенте — не что иное, как огромный шарьяж, наведенный на вулканогенные, частично уже метаморфизованные породы, слагающие автохтонное основание. Этот шарьяж представляет собой гигантскую тектоническую брекчию, состоящую из огромных блоков и пластин слабо серпентинизированных (но брекчированных) гарцбургитов, заключенных в серпентинитовые сланцы и серпентинитовые милолиты. Блоковое строение массива, на наш взгляд, прекрасно подчеркивается и наличием в нем включений метаморфических образований, габбро и вулканогенных пород автохтона.

Как показано А. Ф. Адамовичем и В. Д. Чеховичем в 1963 г., среди серпентинитов располагаются включения метаморфических пород, наиболее крупное из которых встречено на южных склонах Сьерры де Кристалль. Это крупный блок неправильной формы, сложенный кристаллическими сланцами и амфиболитами. Среди пород блока описаны хлоритовые, кварц-слюдяные, тальковые, плагиоклаз-амфиболовые, альбит-мусковитовые и альбит-слюдяно-амфиболовые сланцы. Необходимо отметить, что эти метаморфические породы ни по первоначальному составу, ни по степени метаморфизма ничего общего с породами автохтона не имеют.

Нет никакого сомнения в тектоническом характере контакта серпентинитов с этими метаморфическими породами. Так, в русле р. Мигель (восточная часть блока метаморфических пород) наблюдается следующая картина. Массивные серпентиниты по мере приближения к контакту с метаморфическими породами становятся все более рассланцованными и брекчированными. Одновременно в них появляются блоки метаморфических пород, достигающие в диаметре 4—5 м. Хорошо видно, что местами эти блоки погружены в серпентинитовый цемент, местами же резко преобладают метаморфические породы, и серпентиниты образуют как бы примазки между блоками метаморфических пород. Затем незаметно серпентиниты совсем исчезают, и последующий разрез целиком сложен сильно брекчированными и рассланцованными метаморфическими породами.

Также несомненен в ряде случаев и тектонический характер взаимоотношений габбро с серпентинитами. Передко в габбро, в их контактах с серпентинитами наблюдаются зоны дробления, прослеживающиеся (особенно хорошо это видно на аэрофотоснимках) на очень большие расстояния. В других местах относительно мощные зоны дробления отсутствуют, но во всех наблюдаемых нами контактах всегда присутствует зона милонитизированных габбро, соприкасающаяся с рассланцованными серпентинитами.

В центральном и восточном Ориенте следует различать два типа габброидных комплексов. Это нормальные и оливиновые габбро, иногда сопровождающиеся лерцолитами, троктолитами и анортозитами. В ряде мест эти породы обладают четкой полосчатой текстурой. Наиболее крупные массивы такого типа пород находятся в районе, расположенном к югу от г. Моа. Еще один крупный массив находится к западу от г. Ба-

ракоа, где он прослеживается от правобережья р. Тоа на юг, вдоль правого берега р. Кибихан. Размеры таких массивов очень велики. Длина их достигает 10—15 км при ширине от 200—300 м до 3—5 км; форма в плане чаще неправильная, иногда линейная. Распределение массивов внутри ультраосновных пород не подчиняется никаким закономерностям. Тела габбро целиком располагаются среди серпентинитов в центральной части массива, а в его краях почти приходят в контакт с вулканогенными отложениями. Однако и в этих случаях габбро всегда отделено от подстилающих пород узкой (до 100—150 м шириной) полосой рассланцованных и брекчированных серпентинитов, что хорошо видно на правобережье р. Кибихан.

К другому типу относится сложный комплекс основных пород, вскрытый в северо-западной части массива, к юго-западу от г. Майари. Это необычайно пестрый комплекс, представленный тонкозернистыми габбро, габбро-долеритами, афанитовыми порфиритами и диабазами. Все эти породы находятся в сложных взаимоотношениях и иногда как бы переслаиваются. Никогда ни один из типов пород не дает сколько-нибудь крупного тела.

Среди серпентинитов содержатся и тектонические блоки вулканогенных пород автохтона. Один из таких блоков хорошо виден на правом берегу р. Тоа, к западу от переправы через нее. Таким образом, в целом аллохтонная пластина сложена серпентинитовым меланжем, основное отличие которого от меланжа Малого Кавказа заключается в резком преобладании серпентинитов.

Непосредственно на серпентинитах располагаются грубовалунные конгломерато-брекчии маастрихта, детально описанные А. Ф. Адамовичем и В. Д. Чеховичем в 1963 г. Эти образования слагают крупную депрессию Сагуа де Танамо, а также отдельные изолированные выходы среди серпентинитов. А. Ф. Адамович и В. Д. Чехович делят эту толщу на две части. Нижняя часть сложена грубообломочными конгломерато-брекчиями, в которых преобладают обломки серпентинизированных ультраосновных пород, габбро и диабазов. Размеры отдельных серпентинитовых валунов в этой части разреза достигают 10—15 м в диаметре. Обломки почти не окатаны, сортировка отсутствует. Среди этих грубообломочных пород встречаются линзы туффитов, туфопесчаников, туфов и лавобрекчий основного состава. Интересно, что в горизонтах лавобрекчий также содержатся огромные блоки серпентинитов. Это явление наблюдалось нами к юго-западу от г. Сагуа де Танамо. Мощность описываемой части разреза 250—300 м.

Верхняя часть разреза мощностью до 500 м слагается переслаиванием туфоконгломератов, туфопесчаников, туффитов и туфов основного и кислого состава. Здесь встречаются и прослой известняков, в которых А. Ф. Адамович и В. Д. Чехович обнаружили маастрихтскую фауну.

Интересно следующее обстоятельство: молассы маастрихта всегда располагаются прямо на серпентинитах или габбро. Не известно ни одного случая налегания этих пород на вулканогенные отложения автохтона. Это, на наш взгляд, позволяет уверенно говорить о том, что маастрихтская эрозия в пределах исследованного района нигде не вскрыла породы, подстилающие серпентиниты.

Молассы маастрихта перекрываются комплексом палеогеновых пород, среди которых выделяются палеоценовые, эоценовые и олигоценые отложения. Это главным образом маломощные карбонатные (известняки и мергели) образования, среди которых встречаются прослой туфогенного материала андезитового состава (нижний — средний эоцен в южных разрезах). Внутри этого комплекса пород наблюдаются многочисленные перерывы и трансгрессивные перекрытия.

Итак, нам удалось выяснить, что на территории провинции Ориенте располагается огромный шарьяж, сложенный мономиктовым серпенти-

нитовым меланжем. Формирование этого тектонического покрова, конечно, связано с сильными горизонтальными сжатиями, охватившими территорию в конце верхнего мела (перед маастрихтом). Эти движения привели к образованию поднятия в северной части провинции Ориенте, где начал формироваться комплекс пород, который может быть отнесен к молассе. С конца верхнего мела и вплоть до настоящего времени поднятие испытывало только вертикальные блоковые подвижки с явной тенденцией к воздыманию.

Существенно для понимания истории формирования структуры как Ориенте, так и всей Кубы в целом направление движения шарьяжа, или, другими словами, местоположение корней этого тектонического покрова. А. Ф. Адамович и В. Д. Чехович (1964; Чехович, 1965) предполагали, что глубинный разлом, являющийся каналом, по которому поступали ультраосновные породы, располагался вдоль южного ограничения массива. По мнению В. Д. Чеховича (1965), этот же разлом разграничивал области развития неметаморфизованных и метаморфизованных отложений нижнего мела. Однако, как выяснилось в результате наших исследований, южная граница серпентинитового меланжа является эрозионной, а метаморфизм очень постепенно уменьшается в северном направлении и далеко заходит под серпентинитовое тело. Поэтому вполне вероятно и предположение, что тектонический покров двигался с севера на юг.

Изложенный материал свидетельствует о том, что интенсивные тангенциальные сжатия охватили территорию Ориенте всего один раз — перед маастрихтом. Поэтому можно считать, что тектонический контакт в основании тектонического покрова, сложенного серпентинитовым меланжем, также имеет домаастрихтский возраст, а не связан с какими-то более поздними складчатыми деформациями, затушевавшими первичные соотношения серпентинитов с подстилающими породами.

Для понимания условий формирования этого шарьяжа большое значение имеет следующий факт: во всех случаях, когда удается наблюдать базальные горизонты маастрихтского терригенного комплекса, они буквально перегружены обломками ультраосновных пород. Это однозначно указывает, что к началу маастрихта серпентиниты находились на дневной поверхности. Поскольку в районе отсутствуют какие-либо другие, более древние, чем маастрихт, обломочные толщи, во время формирования которых могли бы быть размыты породы, залегающие в кровле серпентинитовой пластины, то вывод может быть сделан только один: тектонический покров, сложенный серпентинитами, перемещался по дневной поверхности или же по дну морского бассейна.

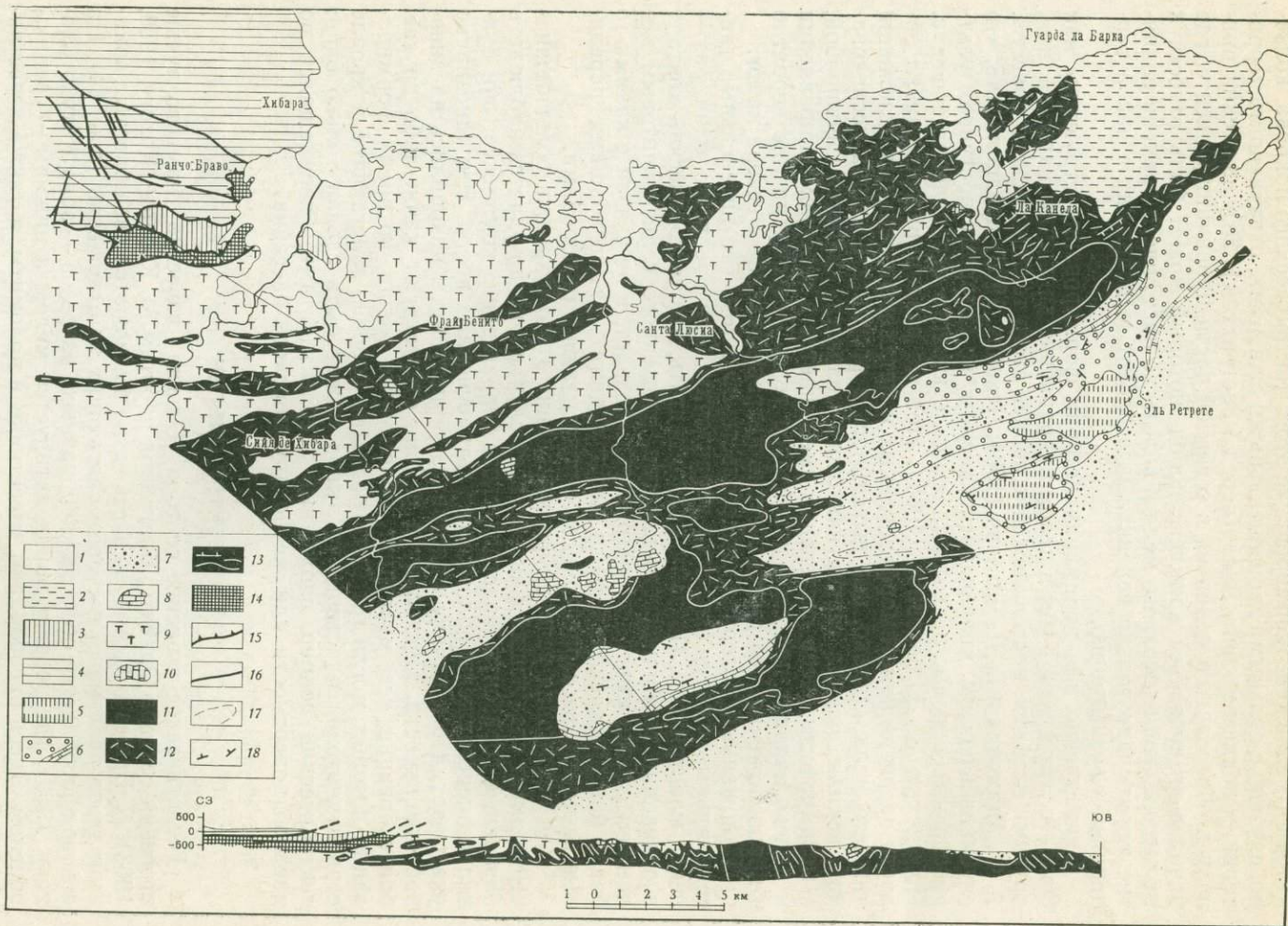
СЕКТОР ОЛЬГИН

Геологическое строение сектора Ольгин известно намного лучше строения сектора Ориенте. Благодаря работам М. Козари (Kozary, 1956, 1968), С. Брюса и А. Андреу здесь четко выделяются две области с принципиально различным составом слагающих их отложений (фиг. 44). На севере обособляется область карбонатных разрезов — зона Катуко (Kozary, 1968), где возраст пород датируется мелом и нижним — средним эоценом. Здесь преобладают известняки и доломиты, а также известняковые брекчии с обломками пород офиолитового комплекса (эоцен). В целом разрезы этой области легко сопоставляются с разрезами зон Ремедиос и Камахуани провинции Лас-Вильяс. Иные толщи слагают разрезы южной области, которая была довольно подробно описана ранее (Книппер, Пуиг-Рифа, 1967). Именно здесь сгруппированы все тела ультрабазитов, залегающие среди различных вулканогенных и осадочных образований.

Наиболее древняя толща этого района — вулканогенно-осадочная серия, состоящая из переслаивания порфиритов с туфами, туфопесчани-

Фиг. 44. Геологическая карта и профиль района Хибары

- 1 — четвертичные отложения нерасчлененные;
- 2 — известняки миоцена;
- 3 — известняки зона Катукко; и брекчии (Eс₁₋₂);
- 4 — известняки и доломиты (Cг₁—Eс);
- зона Аурас:
- 5 — известняки (Eс);
- 6 — продукты перемыва коры выветривания серпентинитов с прослоями известняков (Pс—Eс₁);
- 7 — песчаники и конгломераты (Cг₂ms_t—Pс);
- 8 — линзы рифогенных известняков (Cг₂ms_t);
- 9 — диабазы, порфириды и туфы вулканогенно осадочной толщи (Cг₁—Cг₂);
- 10 — линзы рифогенных известняков (Cг₁—Cг₂);
- 11 — слабо серпентинизированные и брекчированные перidotиты;
- 12 — рассланцованные серпентиниты с глыбами известняков;
- 13 — простирания сланцеватости в серпентинитах;
- 14 — тектонические брекчии;
- 15 — надвиги;
- 16 — сбросы и взбросы;
- 17 — простирания;
- 18 — элементы залегания пород



ками и туфобрекчиями порфиритового состава, среди которых встречаются линзы и пласты пелитоморфных известняков типа «аммонитикороссо». Довольно часты и линзы песчаных известняков с многочисленными обломками изверженных пород. В настоящее время эти породы теснейшим образом переплетаются с серпентинитами и образуют серпентинитовый меланж. Очевидно, возраст вулканогенно-осадочной серии такой же, как и всюду на Кубе,— нижний — средний мел и, возможно, верхняя юра. Эти породы перекрываются образованиями осадочной серии (маастрихт — средний эоцен). Нижняя часть разреза серии сложена грубыми несортированными глыбовыми конгломератами зеленого цвета, беспорядочно чередующимися с пластами, линзами и пропластками зеленых грубозернистых песчаников. В обломках резко преобладают серпентиниты и габбро. Встречены также многочисленные фрагменты троктолитов, анортозитов, порфиритов, туфов, а также хорошо окатанные гальки белых и кремневых пелитоморфных известняков. Внутри пород этой пачки очень часто встречаются линзы белых, сильно перекристаллизованных рифогенных известняков, иногда образующих весьма протяженные тела длиной до 10—12 км. Иногда подобные линзы группируются вдоль борта какой-либо одной синклинали складки. Видимая мощность конгломерато-песчаниковой пачки 1500 м.

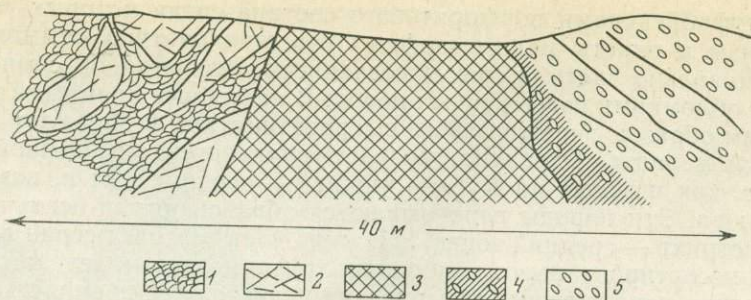
Средняя часть разреза осадочной серии сложена серыми и белыми глинистыми породами, возникшими при размыве коры выветривания серпентинитов. Породы содержат многочисленные обломки оливинов и пироксенов, а также мелкие обломки кварца и полевых шпатов (пепловый материал?). Внутри глинистых пород содержатся редкие пачки и горизонты грубовалунных конгломератов, которые состоят из обломков порфиритов, серпентинитов и габбро. Преобладают крупные валуны силифицированных серпентинитов (бирбиритов). Мощность всей пачки колеблется от 50 до 350 м, причем максимальные мощности наблюдаются в северной части района. В нижней части иногда присутствуют горизонты плитчатых известняков, также содержащие продукты размыва ультраосновных пород.

Верхнюю часть разреза осадочной серии слагают известняки, которые согласно, но достаточно резко сменяют нижележащие отложения. Известняки представлены массивными кавернозными обломочными и брекчиевидными разностями, в которых часто видны многочисленные мелкие обломки кварца и полевых шпатов (пепловый материал?). Максимальная видимая мощность этих пород 30 м.

В средней и верхней частях разреза нами был собран обильный комплекс микрофауны, любезно определенный доктором Марией Е. Ибарра. На основании этих определений можно утверждать, что известняковая пачка повсеместно имеет среднеэоценовый возраст, а пачка, состоящая из продуктов размыва коры выветривания серпентинитов,— палеоцен-нижнеэоценовый.

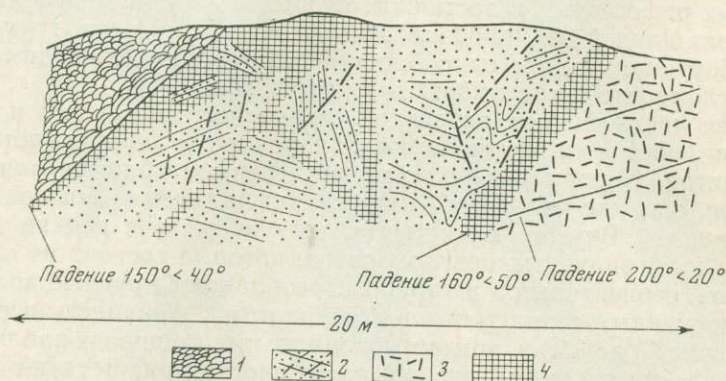
Все описанные породы серии смяты в систему относительно простых складок, в антиклинальных ядрах которых располагаются крупные массивы серпентинизированных ультрабазитов¹. Массивы окружены оболочкой, состоящей из рассланцованных серпентинитов и серпентинитовых сланцев. Мощность таких краевых зон колеблется от 100 м до 1 км. Каждый из таких массивов состоит из многих блоков, что создает как бы конгломератовидную структуру ядра. Почти всюду отдельные блоки (до 20—30 м в диаметре) окружены серпентинитовой оторочкой, на отполированной поверхности которой видны зеркала скольжения.

¹ Подробное описание морфологии тектонических дислокаций и внутреннего строения ультраосновных тел было дано ранее совместно с М. Пуиг-Рифа (Книппер, Пуиг-Рифа, 1967). В настоящем исследовании все эти вопросы не будут разбираться столь подробно, как в упомянутой работе.



Фиг. 45. Контакт серпентинитов с конгломератами маастрихта (правый берег р. Гуа-баханей)

1 — серпентиниты с конгломератовидной текстурой; 2 — массивные серпентиниты; 3 — зона мукоподобных передробленных серпентинитов; 4 — брекчированные конгломераты; 5 — конгломераты



Фиг. 46. Контакт серпентинитов с кварцевыми песчаниками (левый берег р. Хибара, к югу от горы Сийя-де-Хибара)

1 — серпентиниты с конгломератовидной текстурой; 2 — тонкослойные кварцевые песчаники; 3 — порфириты; 4 — зоны брекчирования

Ультрабазиты граничат с вмещающими породами вдоль зон необычайно сильного брекчирования. В этих зонах передробленные серпентиниты иногда как бы перемешаны с карбонатным материалом и пронизаны мельчайшими карбонатными прожилками. Следы активного магматического воздействия ультрабазитов на вмещающие породы вне зависимости от состава этих последних (известняки, песчаники грауваккового состава, кварцевые песчаники, конгломераты, туфы, порфириты) полностью отсутствуют. Представление о характере таких контактов можно получить из фиг. 45 и 46.

Среди рассланцованных серпентинитов встречены многочисленные включения экзотических пород. Это в первую очередь известняковые глыбы, эффектно выделяющиеся в рельефе (фиг. 47). Глыбы известняков, длина которых колеблется от 2 до 800 м, часто встречаются группами. Форма этих глыб обычно округлая, реже линзовидная. Удлиненные глыбы большей частью вытянуты вдоль направления сланцеватости.

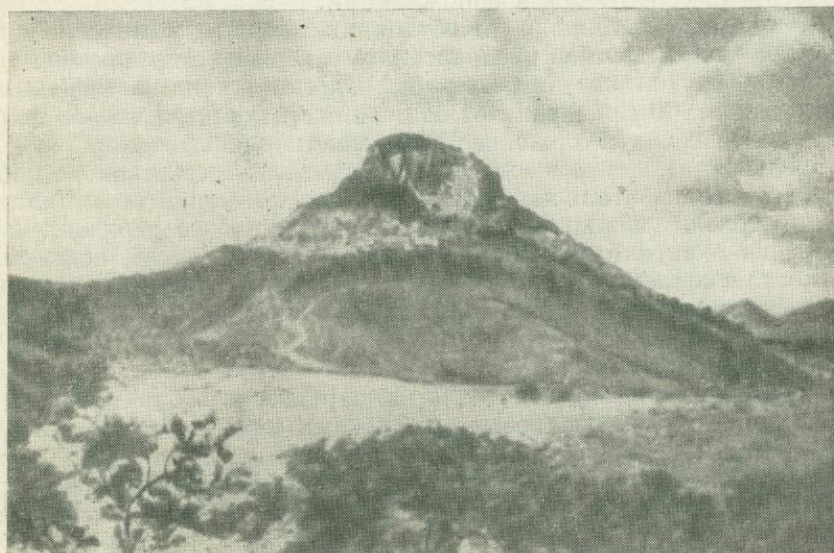
Возраст известняковых включений самый разнообразный. В серпентинитах встречаются рифогенные известняки как вулканогенно-осадочной, так и осадочной серий. Однако среди серпентинитов имеются также известняки, по внешнему виду не отличающиеся от таковых, найденных в обломках вулканогенно-осадочной серии. Это тонкослойные пелитоморфные, иногда кремнистые известняки, возраст которых, согласно

М. Козари (Kozary, 1968), сеноманский. По мнению того же автора, эти породы глубоководные и могут быть сопоставлены с такими же породами глубоководного разреза провинций Камагуэй и Лас-Вильяс.

Как мне кажется, изложенный материал позволяет сделать вывод о домаастрихтском возрасте ультрабазитов сектора Ольгин. Наличие мощных толщ, содержащих продукты размыва офиолитового комплекса, затем прорванных ультрабазитами, наличие серпентинитового меланжа и отсутствие активных магматических контактов, связанных с гипербазитами, — все это убедительно свидетельствует в пользу протрузивного становления гипербазитов в послесреднеэоценовый этап складчатости.

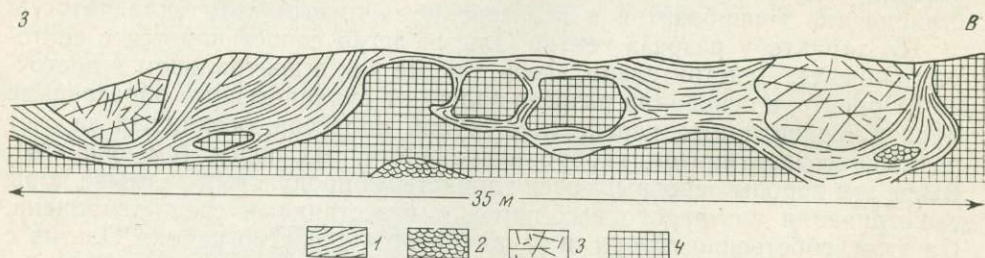
По характеру разреза сектор Ольгин легко сопоставляется с сектором Ориенте. Действительно, здесь, так же как в центральном и восточном Ориенте, в основании разреза залегают вулканогенные образования мела и серпентиниты, перекрытые грубой молассой, возникшей за счет размыва серпентинитов, габбро и вулканогенных пород (см. фиг. 38). Выше эти породы перекрываются глинистыми продуктами размыва коры выветривания ультраосновных пород и известняками среднего эоцена. На этом, собственно говоря, и заканчивается сходство района Ольгин с более восточными районами Кубы. Отличие же этих двух секторов заключается в том, что сектор Ольгин был вовлечен в процесс очень сильной послесреднеэоценовой складчатости, которая вызвала образование сложной линейноскладчатой структуры с тектоническими покровами и надвигами. С этим же этапом складчатости связано и внедрение протрузий ультрабазитов.

Сектор Ольгин обладает одной особенностью, которая резко отличает его от более восточных и западных областей Кубы и сближает с Малым Кавказом. Эта особенность заключается в том, что становление серпентинитовых тел здесь было двухэтапным. Первый, предмаастрихтский, этап устанавливается по присутствию обломков офиолитовой серии в молассе верхнего мела — палеоцена, а второй — по прорыванию протрузиями серпентинитов маастрихтских, палеоценовых и ниже-среднеэоценовых отложений. Характер серпентинитовых протрузий в плане, их форма в разрезе, а также состав обломочного материала маастрихтских отложений не оставляют никакого сомнения в том, что маастрихтская моласса некогда располагалась непосредственно на крупном серпентинитовом



Фиг. 47. Глыба известняков в серпентинитах. Лома Энканто

теле, содержащем многочисленные тектонические включения пород глубоководного и вулканогенного разрезов, т. е. на серпентинитовом меланже. В то же время строение серпентинитового меланжа в северной и южной частях района неодинаково. Если в северной части в области развития вулканогенно-осадочной толщи серпентиниты не слагают каких-либо относительно крупных массивов и необычайно сильно перемешаны с пластинами, линзами и блоками вулканогенных и осадочных пород (фиг. 48), то в южной части ультрабазиты формируют крупные, хорошо индивидуализированные массивы, в которых экзотические глыбы встре-



Фиг. 48. Контакт серпентинитов с туфами вулканогенно-осадочной серии

1 — рассланцованные серпентиниты; 2 — серпентиниты с конгломератовидной текстурой; 3 — габбро; 4 — туфы порфиритов

чаются только в их серпентинитовых оторочках. На мой взгляд, такое разное по площади строение серпентинитового меланжа не может быть объяснено различным типом тектонических деформаций, возникших при инъекции серпентинитами различных по литологическому составу пород, поскольку физические свойства порфиритов, туфов и туфо-песчаников вулканогенно-осадочной толщи очень близки к таковым конгломератов и песчаников осадочной толщи. Поэтому для объяснения этого явления надо искать какие-то иные причины. Рассмотрим некоторые положения, прямо вытекающие из изложенного фактического материала. Можно полагать, что серпентинитовый меланж северной части района сформировался в предмаастрихтское время и связан с крупными горизонтальными перемещениями. На наш взгляд, это утверждение может быть обосновано следующими положениями:

а) не вызывает сомнения то обстоятельство, что в меловое время зона карбонатных разрезов располагалась севернее эвгеосинклинали;

б) в современной структуре сектора Ольгин блоки известняков пелагического типа в серпентинитовом меланже находятся южнее или севернее тектонических отторженцев эвгеосинклинального типа;

в) предверхнеэоценовые сжатия не вызвали здесь сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений в серпентинитовом меланже.

Следовательно, можно предположить, что крупные горизонтальные перемещения охватили рассматриваемый район в предмаастрихтское время, когда в серпентинитовом меланже оказались объединены отложения разных структурно-фациальных зон (вулканогенные, глубоководные и шельфовые). Именно в этот момент и была создана та сложная его структура, реликты которой мы наблюдаем в северной части района. Вполне вероятно, что после перекрытия шарьяжа маастрихтскими и палеогеновыми (доверхнеэоценовыми) осадками в результате среднеэоценовых сжатий серпентиниты, как более пластичные и подвижные породы, как бы отделились от серпентинитового меланжа и протрузионно проткнули перекрывающую их молассу. В этом случае серпентинитовый меланж северной части района в настоящее время представляет собой как бы «сухой» остаток, возникший при отделении от него серпентинитово время эоценовой складчатости.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изложенный материал, а также работы Г. Фуррасолы-Бермудеса, К. Худолея и соавторов (Furgazola-Bermudez у. о., 1964), Ю. М. Пущаровского и других (1967) позволяют, на наш взгляд, достаточно подробно осветить историю тектонического развития северной части о. Куба с верхней юры по настоящее время. Более древние страницы геологической летописи Кубы восстанавливаются с большим трудом. Собственно говоря, это вопрос о том фундаменте, на котором располагается альпийский комплекс пород Кубы. Ниже я попытаюсь как-то подойти к его решению, хотя ясно сознаю, что многие предположения имеют недостаточный фактический материал и решаются лишь при помощи метода сравнительной тектоники.

В настоящее время ни один геолог, кажется, не сомневается в том, что основанием Багамской плиты и меловой шельфовой зоны Кубы служит метаморфический фундамент домезозойского возраста, вскрытый бурением на п-ове Флорида.

Споры могут возникнуть лишь о возрасте толщ, налегающих непосредственно на этот метаморфический цоколь, так как наиболее глубокие скважины, пробуренные в этой области (Кайо Саль 4—1 и Андрос Верхний; Furgazola-Bermudez у. о., 1964), не вышли из нижнемеловых отложений. Вне всякого сомнения, нижнемеловые карбонатные отложения подстилаются доломитами, известняками и ангидритами (см. фиг. 29), однако вопрос о том, какие породы располагаются ниже этого разреза, вплоть до настоящего времени остается открытым. Не будем обсуждать этой проблемы, так как для наших задач вполне достаточно утверждения, что в северной части Кубы земная кора обладает континентальным типом строения и там присутствует метаморфический фундамент.

Значительно сложнее обстоит вопрос с основанием вулканической зоны, так как прямые геологические данные об этом отсутствуют. Часть авторов (Furgazola-Bermudez у. о., 1964) считают, что под разрезом вулканической толщи располагаются верхнеюрские — нижнемеловые карбонатные отложения (аналогичные таковым провинции Пинар дель Рио), сменяющиеся вниз по разрезу терригенными породами формации Сан-Каэтано. Доказательство этому упомянутые геологи видят в наличии выходов метаморфических отложений массива Тринидад и о. Пинос, которые, по их мнению, имеют юрский возраст. На наш взгляд, эта точка зрения будет справедлива лишь в том случае, если будет доказана одна существенная предпосылка, допускаемая этими геологами: метаморфические комплексы указанных районов являются автохтоном. Нам кажется, что в настоящее время этого доказать невозможно. Более того, имеются некоторые соображения, свидетельствующие о том, что вулканогенный комплекс не подстилается метаморфическими породами тринидадского типа. Об этом мы скажем немного ниже.

Несколько другую точку зрения высказал в 1953 г. Ж. Пардо и позже Ч. Дюкло (Ducloz, Vuagnat, 1962). По их мнению, вулканогенная толща в пределах эвгеосинклинали располагается на метаморфических породах палеозойского возраста, отличающихся по первичному составу от аналогичных пород Пиноса и Тринидада.

Таким образом, вся эта группа исследователей предполагает, что вулканогенная зона Кубы возникла на метаморфическом цоколе, иными словами, на участке земной коры с уже сформированным «гранитным» слоем.

Иной точки зрения придерживаются А. Ф. Адамович и В. Д. Чехович (1964), М. С. Марков, И. А. Соловьева, В. Д. Чехович (1967), а также А. Мейергофф и Ч. Хаттен (Meyerhoff, Hatten, 1968). По их мнению, вулканогенные толщи располагаются на «базальтовом» слое, иными словами, в меловое время вулканогенная зона Кубы обладала океаническим типом строения земной коры.

Какие же существуют геологические доказательства в пользу той или иной точки зрения?

1. Песчаники и микроконгломераты толщи Хобоси, залегающие в нижней части глубоководного комплекса зоны Санта-Клара, по составу являются аркозами. Это свидетельствует о том, что в неокоме размывалось гранитное основание.

2. Анализ включений метаморфических пород, содержащихся в серпентинитовом меланже в провинциях Санта-Клара, Камагуэй, Ориенте, Гавана, позволяет утверждать, что они являются частью метаморфического комплекса, вынесенного серпентинитами в более верхние части разреза земной коры. Действительно, как мы видели на примере районов Ольгин и Санта-Клара, в серпентинитах содержатся включения всех прорванных ими пород. В этом отношении рассматриваемые включения в известной мере напоминают перемешанный керн глубокой скважины, по которому с известными трудностями, но все же удается восстановить последовательность разреза. Поэтому, когда в районе городов Санта-Клара и Камагуэй среди серпентинитового меланжа встречаются только включения метаморфических пород и вулканогенной серии (как это имеет место в зоне Санта-Клара), то это, казалось бы, позволяет утверждать, что в данном месте верхняя часть разреза земной коры сложена только метаморфическими и вулканогенными породами. Однако это вроде бы логичное утверждение не может считаться справедливым, поскольку в меланже породы могут смешиваться и при горизонтальном перемещении серпентинитовых масс, как мы видели в секторе Ориенте и предполагали для района г. Ольгин.

Анализ метаморфических включений района Санта-Клара позволяет, по данным М. Л. Сомина (устное сообщение), говорить, что среди них полностью отсутствуют мраморы (в том числе и битуминозные) и известковистые сланцы, т. е. породы, типоморфные для разрезов массива Тринидад и о. Пинос. Это отличие подчеркивается и наличием сиенитов и биотитовых гранитов, включенных в меланж в зоне Санта-Клара, которые отсутствуют в метаморфических комплексах Тринидада и Пиноса.

К сказанному следует лишь добавить, что на всем протяжении вулканогенной области, от запада провинции Пинар-дель-Рио до востока провинции Ориенте, на поверхности обнажаются только вулканогенные породы. Никаких более древних образований, в том числе и верхнеюрских известняков, здесь не вскрыто, что оставляет вопрос о нижнем возрастном пределе вулканогенной толщи открытым. Что же касается тектонического положения метаморфического комплекса Тринидада, то этот вопрос нам представляется гораздо более сложным, чем кажется на первый взгляд. Нет никаких доказательств, что этот массив является автохтонным и контролирующим осадконакопление в течение мела, как это считают многие геологи (Furrzola-Bermudez у. о., 1964). Скорее наоборот. Можно говорить о том, что мощность вулканогенных пород в зоне Сейбабо в южном направлении увеличивается по крайней мере в два раза, как об этом писали Г. Вассал и Ж. Пардо в 1954 г. В этом же направлении увеличивается и количество эффузивных пород. Все это резко противоречит гипотезе об автохтонном происхождении массива Тринидад, так как если бы эта структура контролировала осадконакопление в меловое время, то описанная картина была бы как раз обратной. Если к тому же добавить, что первые обломки кристаллических сланцев метаморфического комплекса Тринидад появляются лишь в маастрихтских отложениях (Thiadens, 1937), то автохтонное положение массива станет еще более сомнительным.

На наш взгляд, перечисленные факты скорее свидетельствуют об аллохтонном положении Тринидадского массива. Становление этого аллохтона в его границах, близких к современным, произошло где-то перед маастрихтом.

Следовательно, может быть поставлен вопрос: являются ли метаморфические породы, находящиеся во включениях в серпентинитовом меланже фрагментами кристаллического основания шельфовой зоны (Багамской плиты) или фрагментами вулканической области? Окончательное решение его связано с большими трудностями. Во-первых, нам неизвестен состав кристаллических пород Багамской плиты, и поэтому мы не можем сравнить их с включениями в меланже. Во-вторых, факт наличия включений кристаллических сланцев в серпентинитах и базальные аркозы глубоководного разреза позволяют нам лишь судить о том основании, на котором располагаются глубоководные осадки, и ничего не дают для решения вопроса о составе фундамента вулканогенной области. Поэтому с равным правом, основываясь на наличии тектонических отторженцев кристаллических пород среди серпентинитового меланжа, можно предполагать, что эти образования подстилают вулканогенный разрез или отсутствуют под ним.

Любой геолог, считающий, что вулканогенные породы Кубы располагаются прямо на океаническом основании, может подтвердить свои взгляды изложенными выше фактами, говоря, что на Кубе мы имеем зону, типичную для переходных частей от континента к океану, где мощность «гранитного» слоя сначала уменьшается, а затем он исчезает совсем.

Те же факты могут лечь в основу гипотезы, предполагающей наличие метаморфического фундамента под эвгеосинклиналью.

Для того чтобы хоть как-нибудь приблизиться к решению рассматриваемого вопроса, необходимо использовать принципиально иной комплекс геологических фактов. На мой взгляд, ключ к решению этой проблемы лежит в понимании возрастных и генетических связей серии серпентиниты — габбро — «древние» и «молодые» вулканы.

Сейчас я не буду детально вдаваться в разбор поднятой проблемы. Отмечу только, что характер взаимоотношений этих пород, постоянно повторяющийся в альпийских геосинклиналях мира (Вуринос, Троодос, Турция, Малый Кавказ, Оман, Новая Каледония и другие), полное отсутствие магматических контактов у ультрабазитов, метасоматическое преобразование ультраосновных пород, а также результаты исследования современных океанов убеждают в том, что разрезы, в которых габбро с постепенным переходом перекрывают серпентиниты и сами сменяются базальтоидным комплексом, содержащим пачки радиоляритов, могут быть сопоставлены с разрезами коры океанического типа. Это заставляет предполагать, что на месте многих складчатых областей, в которых развиты породы офиолитовой серии, в свое время существовали акватории, обладавшие океаническим типом строения земной коры.

Ниже я вновь вернусь к обсуждению этого вопроса и только тогда, получив некоторую новую сумму знаний, постараюсь восстановить историю тектонического развития Кубы.

СРАВНЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ МАЛОГО КАВКАЗА И КУБЫ

Изложенный материал по строению офиолитовых ассоциаций Малого Кавказа и Кубы выдвигает ряд вопросов относительно последовательности образования пород этой серии, их тектонической истории и положения в структуре. Одни из этих проблем на данном материале решаются с большой степенью вероятности, другие — только предположительно.

1. Офиолитовые серии Малого Кавказа и Кубы включают в себя классический набор пород «триады» Г. Штейнманна (Steinmann, 1926): ультраосновные породы (и габброиды), эффузивы основного состава и радиоляриты. Эти породы залегают в определенной стратиграфической последовательности, четко устанавливаемой на Кубе, где в основании офиолитового разреза залегают ультраосновные породы, сменяющиеся выше с постепенным переходом сначала габбро, а затем габбро-амфиболитами. Последние частично возникли за счет метаморфизма толеитовых базальтов. Еще выше располагаются долериты и мощная вулканогенно-осадочная серия, состоящая из чередования покровов основных эффузивов и туфов (эти два типа пород в разрезе преобладают) с кремнистыми породами и известняками.

Элементы такого разреза наблюдаются и на Малом Кавказе, где среди серпентинитового меланжа в отдельных блоках ультрабазиты с постепенным переходом вверх по разрезу сменяются габбро и габбро-амфиболитами, а вулканиты основного состава — радиоляритами. Соотношения между этими двумя частями разреза на Малом Кавказе неясны.

2. И на Малом Кавказе, и на Кубе ясно видно, что офиолитовый комплекс содержит как метаморфические образования (габбро, габбро-амфиболиты), так и неметаморфизованные породы (вулканогенно-осадочная серия), и, следовательно, создается впечатление, что эта ассоциация пород может быть разделена на две возрастные группы. Однако ни время этого метаморфизма, ни характер перехода метаморфизованных пород в неметаморфизованные остается неясным, хотя кажется логичным проводить эту границу в основании эффузивно-осадочной серии.

3. Высказанные соображения очень важны для понимания возраста офиолитовой серии в целом. Определяя возраст офиолитов, мы большей частью говорим о возрасте каких-то осадочных пород внутри эффузивно-осадочной серии. На Малом Кавказе верхняя часть этой толщи доальбская, и можно предположить, что возраст эффузивно-осадочной серии в целом не моложе неокома. Ультраосновные и основные породы здесь явно досреднеюрские или даже нижнепалеозойские (данные радиологического определения). На Кубе вулканогенно-осадочная серия имеет верхнеюрский (?) — доверхнемеловой возраст, гипербазиты и габброиды доверхнеюрские (?) и во всяком случае домеловые. Поскольку нам неизвестен характер контакта между нижней (метаморфической) и верхней (неметаморфической) частями разреза, то возраст нижней части разреза офиолитовой ассоциации может быть или близким к таковому

вулканогенно-осадочной серии, или, наоборот, быть сколь угодно древним.

При определении возраста образований офиолитового комплекса следует четко представлять, возраст каких пород имеется в виду, и вряд ли следует говорить о меловой или юрской офиолитовых сериях применительно к Кубе и Малому Кавказу, как это делают многие исследователи.

4. Ни на Малом Кавказе, ни на Кубе в зоне распространения офиолитов нам неизвестны породы более древние, чем ультрабазиты. Все представления о том, что в пределах Севано-Акеринской зоны офиолитовый разрез нормально подстилается юрскими вулканогенно-осадочными породами, а в южной части Кубы — кристаллическими сланцами и терригенными отложениями нижней — средней юры, являются чистой гипотезой, основанной на латеральном соседстве этих отложений в современном эрозионном срезе.

5. Сказанному выше, казалось бы, противоречат сложные сочетания пород внутри офиолитового комплекса, рвущие контакты серпентинитов, включения метаморфических сланцев и других экзотических пород в серпентинитах. Однако вся эта сложная картина связана с образованием специфической тектонической формации — серпентинитового меланжа, процесс возникновения которого связан с эпохами сильнейших тектонических движений и может быть резко оторван по времени от формирования пород офиолитовой ассоциации. Хороший тому пример мы видим в Севано-Акеринской зоне, где серпентинитовый меланж формировался по крайней мере в течение трех эпох складчатости (австрийской, субгерцинской и пиренейской). Сильные сжатия, сопровождающие формирование серпентинитового меланжа, подтверждаются и тектоническим сближением структурно-фациальных зон, переходные фации между которыми в настоящее время отсутствуют (Карабахская и Севано-Акеринская зоны Малого Кавказа, область глубоководных и вулканогенных разрезов Кубы).

6. Серпентинитовый меланж возникает в эпоху складчатых движений, сопровождаемых сильными горизонтальными сжатиями. В истории его формирования можно различить два принципиальных этапа, особо четко устанавливаемых на Кубе. Во время первого из них формировались крупные шарьяжные пластины, сложенные мономиктовым (провинция Ориенте) или полимиктовым (провинция Лас-Вильяс) серпентинитовым меланжем. В дальнейшем эти пластины были перекрыты комплексом терригенных отложений. В последующую эпоху складчатости (пиренейскую для района г. Ольгин Кубы) осадочные «послемеланжевые» отложения были прорваны протрузиями серпентинитового меланжа, «отжавшимися» от шарьяжной пластины, к тому времени погребенной под осадками. При этом в силу различных пластических свойств компонентов меланжа наиболее легко отжимаются серпентиниты. Протрузии серпентинитов субгерцинской и пиренейской фаз хорошо известны и на Малом Кавказе. Однако первичная, доальбская, форма тела серпентинитового меланжа на Малом Кавказе по прямым геологическим наблюдениям не устанавливается, хотя ее пластинообразный характер можно предположить на основе геофизических данных (об этом ниже, в заключительных главах работы).

7. По мнению большинства исследователей, офиолитовые ассоциации Малого Кавказа и Кубы представлены породами, характерными для инициального геосинклинального магматизма. Структуры, развитие которых начинается с образования офиолитовых серий, после работ Г. Штилле (1964а) получили название эвгеосинклиналей. Таким образом, с точки зрения геосинклинальной классификации и Севано-Акеринская зона Малого Кавказа, и южная часть Кубы являются типичными эвгеосинклиналями.

8. Геологические наблюдения на Малом Кавказе и на Кубе не дают прямого ответа на вопрос о первичном пространственном положении тектонических структур, вмещающих офиолитовые комплексы. Я имею в виду естественные ограничения этих структур в пространстве. И на Малом Кавказе, и на Кубе ответ на поставленный выше вопрос страдает «однобокостью», поскольку в обоих изученных регионах геологическими методами мы можем с большей или меньшей долей вероятности восстановить только северные борты офиолитовых прогибов. Правда, и на Кубе, и на Малом Кавказе предполагаемая тектоническая картина имеет некоторое сходство.

На Малом Кавказе андезит-базальтовая формация средней — верхней юры Сомхито-Агдамской и Карабахской зон сменяется спилит-диабазовой формацией Севано-Акеринской зоны. Верхнеюрские рифогенные известняки Сомхито-Агдамской зоны замещаются в южном направлении сначала комплексом относительно глубоководных кремнистых известняков и кремнистых сланцев Карабахской зоны, а затем глубоководными радиоларитами Севано-Акеринской зоны. Такая смена фаций в пространстве несколько напоминает картину сочленения островной дуги с впадиной океанического типа (тихоокеанский тип).

На Кубе с севера на юг шельфовые отложения верхней юры и мела также сначала сменяются комплексом отложений глубоководного некомпенсированного прогиба (кремни и пелитоморфные известняки), а затем и мощной серией вулканогенно-осадочных пород, в нижней части которой преобладают толеиты. Такой характер перехода также напоминает зону сочленения континента с океанической впадиной (атлантический тип).

Сказанное выше с большей или меньшей долей вероятности обосновывается фактическим материалом. Однако ряд проблем, таких, как возраст ультрабазитов и габброидов офиолитового комплекса, соотношение их с эффузивно-осадочной серией, первичное тектоническое положение офиолитовой ассоциации, а следовательно, и ранняя история прогибов, в которых располагались эти офиолиты, остаются нерешенными или же решаются только предположительно.

Ниже будет разобрано строение и тектоническое положение офиолитовых комплексов Альпийской складчатой области юга Европы, Ближнего Востока и Ирана. При их изучении главное внимание будет обращено именно на те проблемы, которые остались нерешенными при рассмотрении геологического строения Малого Кавказа и Кубы.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ЮГ ЕВРОПЫ И ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЗАРУБЕЖНОЙ АЗИИ)

В настоящей главе будут рассмотрены офиолитовые серии Италии, Югославии, Албании, Греции, Турции, о. Кипр, Сирии, Ирана и Омана. Разная степень геологической изученности этих стран не позволяет с одинаковой полнотой и в едином плане осветить вопросы геологии их офиолитовых ассоциаций. Особенно мало данных по строению Северной Анатолии и Ирана. Кроме того, в этих странах хорошо изученные территории сменяются участками, представляющими белые пятна на геологической карте (например, складчатая система Тавра, где юго-западное окончание изучено относительно хорошо, а центральная и восточная части только начинают систематически исследоваться). Такой характер геологического материала не позволяет произвести описание офиолитовых комплексов систематически и в едином плане. Поэтому часть геологических регионов описана по странам (Италия, Иран), а другая — по складчатым системам (Динариды). Иногда же единую складчатую систему приходилось разбивать на ряд звеньев, каждое из которых описано отдельно.

Много трудностей возникает и при восстановлении мезо-кайнозойской истории отдельных геологических регионов. Иногда она достаточно ясна, и чтобы не утруждать внимания читателей, оказывается возможным сделать выводы сразу, после описания какого-либо конкретного района (Италия, Динариды). Иногда же для получения связной картины требуется охват больших территорий, поскольку на отдельных участках складчатых систем решение вопросов тектонической истории оказывается невозможным. Здесь имеются в виду территории Турции и Ирана.

ИТАЛИЯ

Выходы пород офиолитового комплекса в пределах Италии группируются в ее северной части и принадлежат складчатым системам Северных Апеннин и собственно Альп.

Северные Апеннины. Геологическое строение Северных Апеннин было подробнейшим образом описано коллективом итальянских геологов в специальном выпуске журнала «Sedimentary geology», № 3/4, 1970 г., на который мы будем опираться при характеристике геологического строения этого района.

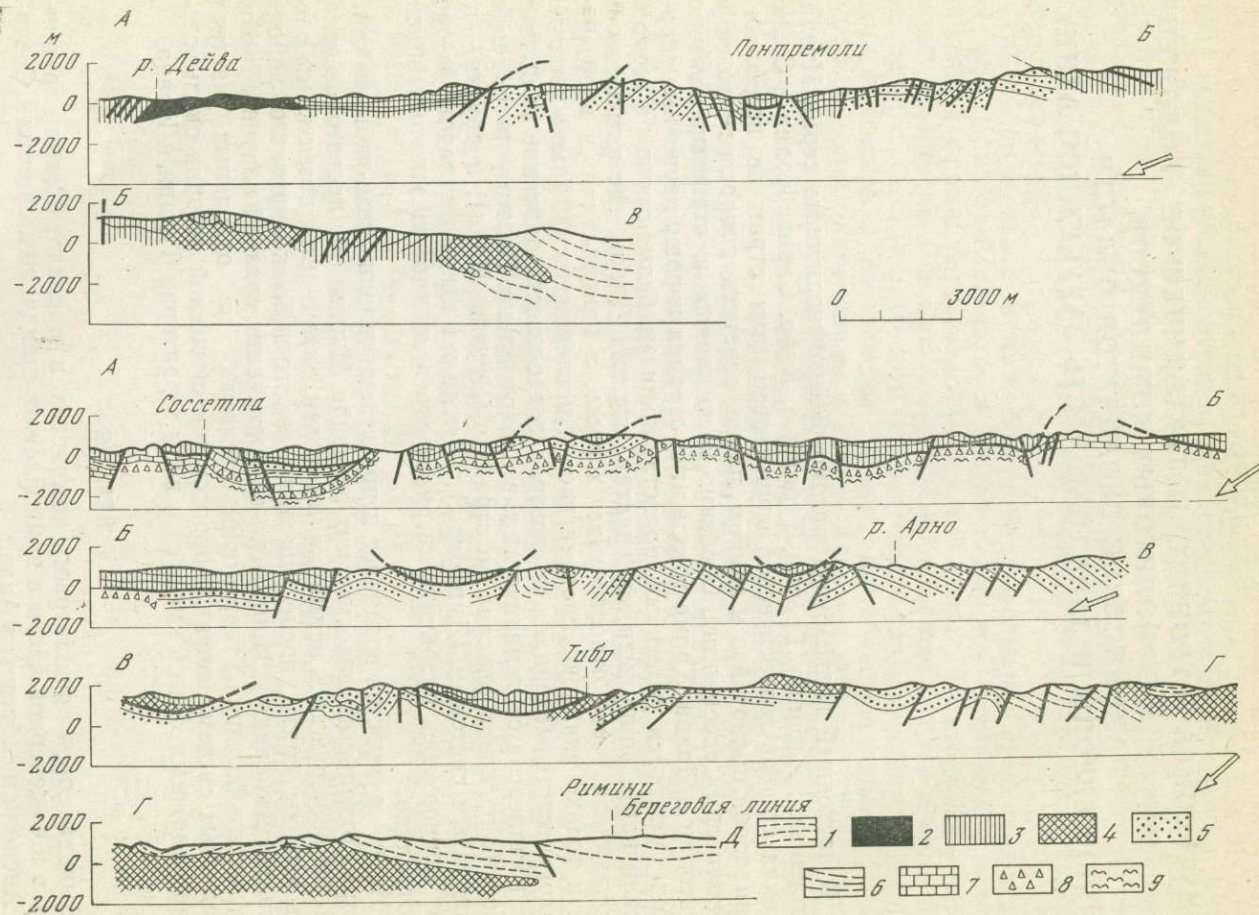
В настоящее время выходы пород офиолитовой серии располагаются в гигантском тектоническом покрове, перекрывающем почти всю Лигурию, Тоскану и Умбрию (Abbate, Sagri, 1970; Bortolotti, Passerini, 1970). Этот аллохтон сложен породами эвгеосинклиналильного разреза (фиг. 49), в части которого (надгруппа Вара) офиолиты располагаются в основании разреза.

Наиболее полные разрезы офиолитовой ассоциации вскрыты в массиве Бракко, находящемся между Генуей и Специей (берез Лигурийского

Фиг. 49. Поперечные разрезы через Северные Апеннины (по Abbate, Saggi, 1970, схематизировано)

А — В — профиль через район городов Специя — Парма; А — Д — профиль от г. Сан-Винченцо до г. Римини.

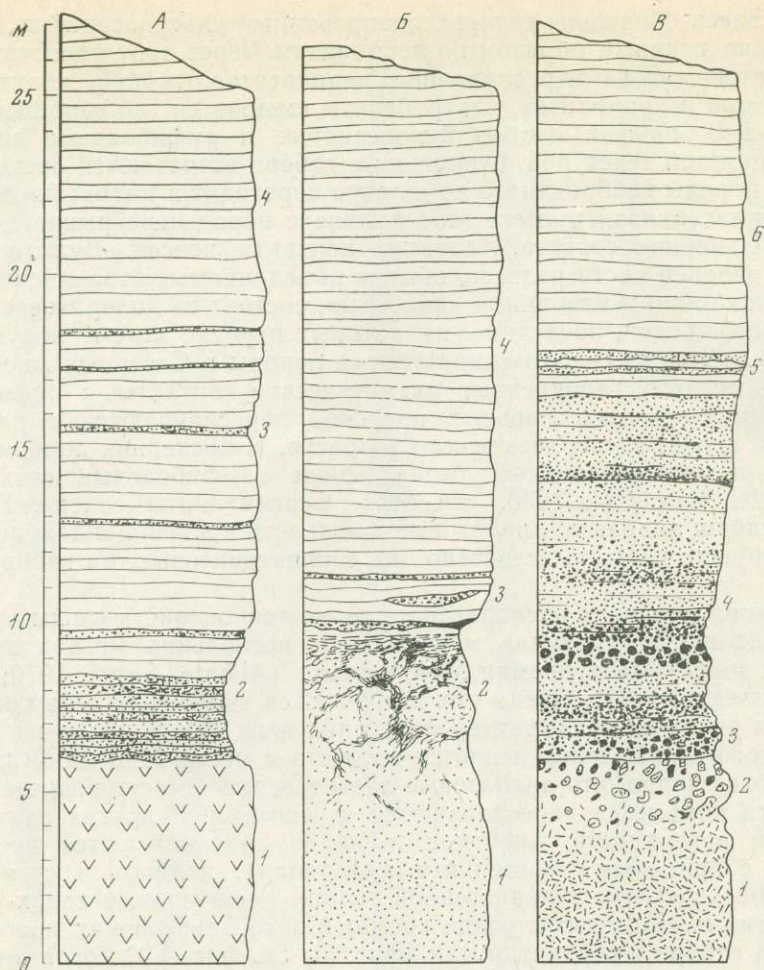
- 1 — поздне- и постгеосинклинальные осадки (Olg — Q);
- эвгеосинклинальный комплекс (аллохтон);
- 2 — офиолиты,
- 3 — яшмы, предфлиш и флиш (Cg₁),
- 4 — хаотические серии;
- миогеосинклинальный комплекс (главным образом автохтон):
- 5 — флиш (Olg — Mc₂),
- 6 — предфлиш (Cg — Olg);
- 7 — кремнисто-карбонатный разрез (J₁ — Cg₁);
- 8 — эвапориты (T₃);
- 9 — герцинское основание и веррукано



моря). Здесь обнажены серпентинизированные ультраосновные породы, возникшие главным образом по лерцолитам. Через зону полосчатых пород, состоящую из переслаивания перидотитов, габбро, троктолитов, анортозитов и хромититов, ультрабазиты сменяются габброидным комплексом. Это большей частью пироксеновые и амфиболовые габбро с грубозернистой текстурой. Оливиновые габбро встречаются очень редко. Иногда породы габброидного комплекса переходят в пироксениты и еще реже в плагиоклазиты. Весь этот комплекс пород перекрывается эффузивами основного состава. Характер контакта неясен. Вулканогенные породы верхней части разреза, обычно объединяемые итальянскими геологами под общим названием «диабазы», состоят из долеритов и диабазовых порфиритов, последние из которых нередко имеют подушечную текстуру. «Диабазы — это единственные породы в Северных Апеннинах, которые имеют установленные магматические контакты с осадочными породами; несколько лавовых покровов переслаиваются с пластами кремней, вероятно, верхнеюрского возраста. В последних породах установлен низкотемпературный метаморфизм (амфиболовые стяжения)» (Bortolotti, Passerini, 1970, стр. 604). Серпентиниты содержат дайки габброидов и диабазов; диабазовые дайки есть и в габброидах, но никогда в диабазах не было встречено ни серпентинитовых, ни габброидных даек¹.

Выше на диабазах располагается серия тонкослоистых яшм красного и зеленого цвета, имеющая мощность от нескольких метров до 100 м. Это так называемые кремни Монте-Альпе (Abbate, Sagri, 1970; Bortolotti, Passerini, 1970). Среди них встречаются включения серых кремней и иногда аргиллитов. Характер налегания яшм Монте-Альпе на породы офиолитового комплекса меняется от места к месту. Иногда он постепенен, и тогда видно, что диабазовые лавы в верхней части разреза вулканогенного комплекса переслаиваются с яшмами. В других случаях на неровной поверхности диабазов (фиг. 50) располагаются песчаники (иногда с примесью туфогенного материала), целиком состоящие из продуктов перемыва вулканогенной толщи, сменяющиеся вверх по разрезу яшмами. В других случаях кремни Монте-Альпе лежат непосредственно на габбро и серпентинитах (фиг. 51; см. фиг. 50). Тогда в основании яшм всегда наблюдаются осадочные брекчии и мелкогалечные конгломераты, целиком состоящие из продуктов размыва подстилающих их пород. По мнению итальянских геологов, исследовавших этот разрез (Passerini, 1965; Bortolotti, Passerini, 1970), такой характер контакта скорее всего свидетельствует об относительно малых (не пелагических) глубинах накопления кремнистых пород свиты Монте-Альпе в предделах так называемого подводного хр. Бракко (Abbate, Sagri, 1970), склоны которого слагались породами офиолитового комплекса. Отсутствие пелагических условий устанавливается также и по присутствию в кровле серпентинитов (под конгломератами в основании яшм) специфических образований — офикальцитов, представляющих собой как бы смесь серпентинита с кальцитом. Эти породы некогда образовывались в виде шляпы на участках морского дна, сложенных серпентинитами, и их возникновение связано как с осаждением кальцита и цементацией обломков серпентинитов, так и с замещением серпентинитов (Decandia, Elter, 1969). С возрастанием глубины условия для осадконакопления кальцита становятся все менее и менее благоприятными, откуда следует, что наличие офикальцитов указывает отнюдь не на абиссальные условия (Abbate, e. a., 1970). Вверх по разрезу яшмы Монте-Альпе постепенно сменяются

¹ Во время посещения массива Бракко я убедился, что тела габброидов и диабазов, которые итальянские геологи принимают за дайки, являются типичными тектоническими отторженцами, и я бы не рискнул утверждать, что все эти тела (по крайней мере габбрового состава) первоначально представляли собой дайки.



Фиг. 50. Контакты между офиолитами и яшмами (по Passerini, 1965)

А — район Рокко-Гранде: 1 — диабазы; 2 — песчаники (частично туфы); 3 — яшмы с туфогенными прослоями; 4 — яшмы.

Б — район Монте-Альпе: 1 — габбро; 2 — конгломераты из обломков габбро, сцементированные фтанитами; 3 — яшмы и песчаники (в последних обломки габбро); 4 — яшмы.

В — район Монте-Бianка: 1 — серпентиниты; 2 — брекчированные серпентиниты и офикальциты; 3 — осадочные серпентинитовые брекчии, частично офикальцитизированные; 4 — песчаники, состоящие из обломков офиолитов с прослоями яшм; 5 — яшмы и песчаники; 6 — яшмы

серыми и белыми пелитоморфными известняками мощностью до нескольких сотен метров. Это так называемые известняки с кальпионеллами, возраст которых охватывает время от титона до апта. Таким образом, возраст яшм Монте-Альпе устанавливается как верхнеюрский. Поскольку в ряде мест диабазовый комплекс связан с яшмовым постепенным переходом, вероятно, что какая-то часть вулканической серии также возникла в юрское время. Возраст же «...серпентинитов и габбро достоверно неизвестен, они могут быть древнее и, конечно, не моложе, чем большинство диабазов» (Bortolotti, Passerini, 1970, стр. 605). Выше известняков с кальпионеллами в эвгеосинклинальном разрезе надгруппы Вара следуют сизо-серые тонкозернистые мергелистые известняки, иногда слегка кремнистые, вверх по разрезу замещающиеся глинистыми сланцами. Возраст этих так называемых сланцев паломбини апт-альбский, мощность около 350 м. Еще выше следует толща (200—300 м) полосча-



Фиг. 51. Контакт габбро и кремней Монте-Альпе (район Роккетто-Дивера)

1 — габбро; 2 — конгломераты с обломками габбро; 3 — красные яшмы с прослоями песчаников, обогащенных габбро. Залегание пород опрокинутое

тых глин, песчаников, мергелей, выделяемых в формацию Лаванья (альб — верхний мел). Выше расположен мощный (750—1500 м) комплекс толстослоистых песчаников с градационной слоистостью, переслаивающихся с темными сланцами и аргиллитами. Возраст этих пород низы верхнего мела — палеоцен. Самая верхняя часть разреза сложена глинистыми и мергелистыми сланцами (сланцы Джаретте). Таким образом, эвгеосинклинальный разрез надгруппы Вара по характеру слагающих его пород может быть разделен на три группы: офиолитовый комплекс (вместе с известняками с кальционеллами), разрез предфлиша (апт — нижняя часть верхнего мела), турбидиты (верхний мел — палеоцен). Мощность всех этих пород от 2000 до 2500 м (без серпентинитов и габброидов). Разрез надгруппы Вара считается наиболее внутренним комплексом эвгеосинклинали (Abbate, Saggi, 1970). Во внешнем направлении, т. е. в сторону миогеосинклинали, породы надгруппы Вара замещаются мощным комплексом отложений, выделяемым под названием гельминтоидного флиша, который в свою очередь расчленяется на ряд самостоятельных разрезов (Эльба, Самбро, надгруппа Треббиа и Баганза). Различия между этими сериями весьма незначительны и заключаются главным образом во времени перехода предфлишевых отложений во флишевые (эта граница обычно проходит в основании сенона и реже под туроном), в литологическом составе флишевых толщ (присутствие олистостромовых комплексов, преобладание песчаников над сланцами или наоборот и др.), а также в характере пород, подстилающих разрезы гельминтоидного флиша. Вполне вероятно, что часть разрезов гельминтоидного флиша, как и разрез надгруппы Вара, подстилается офиолитами. К этой группе могут быть отнесены разрезы Пенна и Таро (Abbate, Saggi, 1970).

Здесь я сразу должен оговориться, что принципы, положенные итальянскими геологами в основу классификации геосинклиналей, несколько отличаются от таковых советских геологов. Их точка зрения довольно близка к воззрениям Ж. Обуэна (1967), одно из положений которого — раннее появление флишевых толщ в эвгеосинклиналях (по сравнению с миогеосинклиналями), — является определяющим при вы-

делении эв- и миогеосинклинальных прогибов на территории Северных Апеннин. Так, разрез Полцевера, состоящий только из осадочных пород (известняки, доломиты, глинистые сланцы, флиш) и, возможно, располагающийся на герцинском основании (Abbate, Sagri, 1970), советскими геологами наверняка был бы отнесен к категории миогеосинклинальных. Как я уже говорил, эвгеосинклинальные разрезы повсеместно располагаются в виде огромной аллохтонной пластины выше миогеосинклинальных пород. Внутри этого последнего комплекса в целом выделяются пять литологических групп, сменяющихся по вертикали (Bortolotti e. a., 1970). Терригенный базальный разрез (верхний карбон — карнийский ярус) включает три группы пород. Это, во-первых, филлиты, кварциты и сланцы, возраст метаморфизма которых, определенный рубидий-стронциевым методом, 275 млн. лет. Это как бы основание, на котором залегают верхнекаменноугольные, пермские и, возможно, нижнетриасовые филлиты, кварциты, кварцевые конгломераты и кварцитовые сланцы. Эти породы ассоциируют с порфиридами, возникшими по игнимбритам, возраст которых скорее всего пермский. К третьей группе пород относятся красноватые конгломераты, песчаники и сланцы, залегающие с перерывом и несогласием на любых подстилающих породах. Это формация «веррукано» в узком смысле (ладинский — карнийский ярусы).

Карбонатно-эвапоритовый разрез (норийский, рэтский и геттангский ярусы) представлен доломитами, ангидритами и известняками, широко распространенными в Северных Апеннинах и Альпах.

Карбонатно-кремнистый разрез (нижняя юра — нижний мел) представлен кремнистыми микритовыми известняками и мергелями с прослоями и пачками кремнистых пород, в том числе и радиоляритами.

Разрез предфлиша представлен пелитовыми и мергелистыми толщами, которые прослаиваются маломощными пачками и линзами кремнистых пород. Присутствуют также и известняки, обладающие градационной слоистостью. Возраст предфлиша в Тоскане — нижний мел — нижний олигоцен, а в Умбрии верхний мел — средний миоцен.

Флишевый разрез представлен мощными турбидитными формациями, возраст которых закономерно омолаживается с запада на восток — от нижнего олигоцена через верхний олигоцен к раннему миоцену в разрезах Тосканы и от раннего миоцена к позднему миоцену в разрезах Умбрии.

Итак, в разрезах Северных Апеннин итальянскими геологами выделяются две крупные структурно-фациальные области: эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная. Первая из них повсеместно залегают аллохтонно и перекрывает комплекс миогеосинклинальных осадков от Тирренского моря до Адриатического. Несмотря на столь сложную тектоническую картину, все же шаг за шагом удается восстановить первичные фациальные взаимоотношения между эв- и миогеосинклинальными комплексами. Для нас, естественно, наиболее интересными представляются литолого-стратиграфические комплексы, отвечающие времени формирования офиолитовой серии пород. Как указывалось, можно предполагать, что офиолитовая ассоциация пород Лигурии слагает стратифицированный разрез, в основании которого располагаются серпентинизированные ультраосновные породы, а выше находятся разного типа габброиды. Верхняя часть разреза офиолитового комплекса сложена «диабазами» и красными яшмами. Такой точки зрения давно придерживается Дж. Максвелл (см. Mooges, Vine, 1971). Поскольку возраст ультрабазитов и габбро неизвестен¹ (их возраст может быть одинаковым с возрастом мантии и «базальтового» слоя, см. Abbate, 1970), то ниже мы бу-

¹ Во время посещения массива Бракко летом 1969 г. А. В. Пейве и мной были отобраны образцы крупнозернистых габбро. В Лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ИГГД АН СССР возраст плагиоклаза в этих габбро, полученный калий-аргоновым методом, оказался равным 420 ± 40 млн. лет.

дем говорить о пространственных фациальных связях верхней части офиолитового комплекса — вулканогенно-осадочной серии.

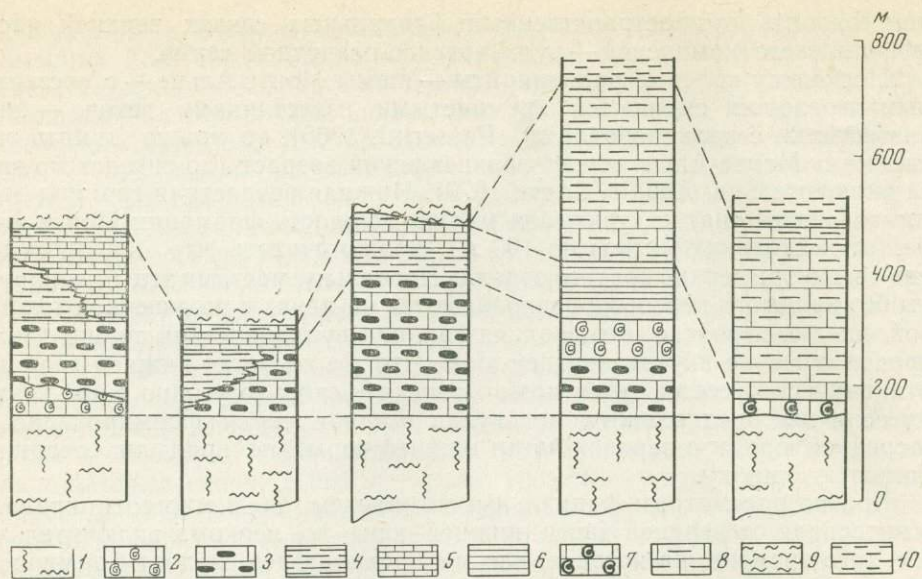
Поскольку красные радиоляриты — яшмы Монте-Альпе — с постепенным переходом сменяются кремнистыми известняками титона — апта (известняки с кальпионеллами, Passerini, 1965), то можно думать, что «кремни» Монте-Альпе имеют верхнеюрский возраст (до титонского яруса включительно, Abbate, Saggi, 1970). Нижняя возрастная граница этой толщи неизвестна, но, учитывая малую мощность формации Монте-Альпе (от нескольких метров до 100 м), можно считать, что она проходит где-то внутри верхнеюрского отдела. Поскольку местами эти радиоляриты без видимого перерыва располагаются на лавах с подушечной текстурой, вполне вероятно, что верхняя граница вулканической толщи также проходит где-то внутри верхней юры. Что же касается нижней границы вулканической серии, то ее можно опускать сколько угодно вниз, поэтому если мы предположим, что вулканогенная серия формировалась и в средней юре, и в верхней части нижней юры, мы вряд ли совершим большую ошибку.

Кратко рассмотрим фациальные комплексы эв- и миогеосинклинали в интервале от верхней части нижней юры до неокома включительно, т. е. того времени, на которое, как мы предполагаем, падает формирование вулканогенно-осадочной серии офиолитовой ассоциации. Этот анализ нам понадобится в дальнейшем при восстановлении палеогеографии областей, где первичные взаимоотношения между структурно-фациальными комплексами уничтожены в результате покровной тектоники.

В эвгеосинклиналильном разрезе нижней юре отвечают светло-серые иногда кремнистые известняки, переслаивающиеся в верхней части разреза с тонкими прослоями аргиллитов. Общая мощность толщи 50—100 м. Залегающие выше породы представлены переслаиванием тонких и серых известняков с темными аргиллитами, мощность их 100—300 м, возраст средняя — верхняя (?) юра. Выше располагаются известняки, переслаивающиеся с красными и зелеными яшмами (верхняя юра). Венчается эта часть разреза темными аргиллитами (500—800 м), возраст которых поздняя юра — нижний мел. В миогеосинклиналильных разрезах этому интервалу времени отвечают породы карбонатно-кремнистого разреза (см. выше).

Взаимоотношения между отдельными группами пород внутри этого сложно построенного комплекса показаны на фиг. 52. Как в разрезе Тосканы, так и в Умбрии породы карбонатно-кремнистого разреза располагаются на массивных известняках. Среди них встречаются прослои доломитов и доломитизированных известняков (рэтский и геттангский ярусы) мощностью от 170 до 1000 м.

В разрезах Тосканы нижнюю, карбонатно-кремнистую, часть слагает толща «кремнистых известняков», возраст которой от синемюрского яруса до тоара в разрезах Тосканы и синемюр — аален в Умбрии. Это слоистые известняки светло-серого цвета с нодулями, линзами и тонкими пропластками темных кремней. Местами эти породы (как в разрезах Тосканы, так и в разрезах Умбрии) замещаются своеобразной фацией, выделяемой итальянскими геологами под названием «аммонитико-россо». Это красные и розовые известняки со своеобразной нодулярной структурой, зависящей от многочисленных стилолитовых швов. Породы содержат многочисленные остатки аммонитов. «Кремнистые известняки» фациально замещаются, а иногда и перекрываются «посидониевыми мергелями» (тоар — средняя юра) — коричневато-серыми, иногда пурпурного цвета мергелями, мергелистыми известняками и известковистыми мергелями, содержащими пелагические пелециподы. Иногда, главным образом в верхней части разреза этой толщи, встречаются прослои кремней. Верхнюю часть кремнисто-карбонатного разреза слагают так называемые тосканские кремни (верхняя юра — неоком). Это тонкосо-



Фиг. 52. Разрезы миогеосинклинальных отложений Тосканы и Умбри (два правых разреза), по Bortolotti, Passerini, 1970

1 — «массивные известняки»; 2 — «россо-аммонитико»; 3 — кремнистые известняки; 4 — мергели с посидониями; 5 — тосканские кремни; 6 — известняки и яшмы („calcarei diasprini”); 7 — «гриджио-аммонитико»; 8 — майолика; 9 — пестроцветные сланцы; 10 — фукоидные мергели

истые красные, реже зеленые или черные радиоляриты, в которых иногда, главным образом в верхней части, встречены прослои кремнистых известняков. Вверх по разрезу они сменяются пачкой светло-серых известняков с линзами кремней (формация Майолика). В разрезах Умбри эти породы широко распространены. Нижняя часть формации Майолика (кремнистые известняки, радиоляриты) иногда выделяется здесь в самостоятельную толщу («calcarei diasprini»).

Как видим, принципиальной разницы в осадконакоплении в верхней юре и неокоме между эв- и миогеосинклинальными разрезами не наблюдается. Если мы правы в своих предположениях о средне-верхнеюрском возрасте эффузивной толщи офиолитового комплекса, то можно думать, что вулканические серии эвгеосинклинали в восточном направлении замещались кремнисто-карбонатными пелагическими осадками. Таким образом, характер перехода эвгеосинклинальных формаций в миогеосинклинальные близок к таковому, описанному мною ранее на Кубе.

Изложенный материал позволяет сделать ряд выводов.

1. Породы офиолитовой ассоциации в пределах Северных Апеннин залегают в аллохтоне.

2. Активные магматические контакты, связанные с гипербазитами и габброидами, отсутствуют, что никак не говорит в пользу их магматического становления.

3. Соотношение пород внутри офиолитовой серии позволяет предположить, что в ее основании располагаются ультраосновные породы, сменяющиеся вверх по разрезу габброидами. Верхняя часть офиолитовой ассоциации сложена основными лавами и радиоляритами. Последние (нередко с базальными конгломератами в основании) располагаются как на ультрабазитах, так и на габбро. Разная полнота разрезов офиолитового комплекса (ниже радиоляритов) свидетельствует о том, что к началу накопления кремней Монте-Альпе на поверхность морского дна, вероятно, были выведены различные (в том числе и наиболее древние) части офиолитовой серии. Это обстоятельство подтверждается и

наличием офикальцитов, возникающих в результате подводного выветривания серпентинитов. Такой характер «фундамента» для кремнистых осадков может быть объяснен лишь при предположении, что часть пород офиолитового комплекса была удалена при подводной эрозии или же претерпела тектонические деформации, изменившие первичные взаимоотношения пород внутри офиолитовой ассоциации¹. Первое предположение нам кажется маловероятным, поскольку в нижнемезозойских разрезах Северных Апеннин отсутствуют обломочные серии, сложенные продуктами размыва ультрабазитов и габбро. В случае справедливости второго предположения периоду образования вулканогенно-осадочной серии пород должен предшествовать этап тектонических деформаций. Но поскольку нормальные контакты эффузивной серии пород с подстилающими их образованиями неизвестны, то сказанное выше остается лишь предположением, основанным на логических построениях.

4. Возраст ультраосновных чород и габброидов офиолитовой ассоциации неизвестен, если не учитывать данные радиометрических определений. Они явно древнее основных эффузивов, однако прямые данные по этому вопросу отсутствуют. Это дает право предполагать, что ультрабазиты Лигурии совместно с габброидами представляют собой фрагменты верхней части мантии (Maxwell, 1969; Decandia, Elter, 1969). Во всяком случае, в эвгеосинклинальных разрезах эти породы залегают в самом их основании, и породы более древние, чем офиолиты, в них неизвестны. Это обстоятельство мы уже отмечали для Малого Кавказа и для Кубы.

5. Лигурия является областью, где Г. Штейнманном (Steinmann, 1926) была выделена и изучена группа пород, выделенная им в офиолитовую серию. По мнению Г. Штейнманна, офиолиты представляют собой гигантский плаколит базальтовой магмы, внедрившейся в толщу пелагических осадков. Внутри этого комплекса в результате дифференциации, идущей в направлении, противоположном силе тяжести, возникло мощное расслоенное тело, состоявшее (сверху вниз) из ультрабазитов, габбро и диабазов. Такое расположение пород, а также постепенное остывание магматического тела (при этом наиболее ранней консолидации подвергались его верхние части) породили серию даек диабазов в габбро и в ультрабазитах, а также габбро в ультраосновных породах.

Огромная заслуга Г. Штейнманна состоит в том, что он впервые установил и описал на примере складчатых зон Европы постоянное сообщество пород, выделенное им в офиолитовый комплекс. В дальнейшем породы этой ассоциации, или как ее потом стали называть «формации», стали считаться характерными для начального, или инициального, цикла эвгеосинклинального магматизма.

Однако, как показывают исследования последних лет (Passerini, 1965; Abbate, Sagri, 1970; Bortolotti, Passerini, 1970), сам факт магматического происхождения большей части офиолитового комплекса (ультрабазиты и габбро) не доказан. Действительно, в Лигурии неизвестны породы, в которые могли бы внедриться гипербазиты и габбро, так как радиоляриты, которые Г. Штейнманн считал наиболее древними породами офиолитового комплекса (они вмещают интрузию офиолитов), на самом деле оказываются наиболее молодыми породами этой серии².

Поскольку диабазовый комплекс не содержит ни ультрабазитовых, ни габброидных даек (что было подмечено еще Г. Штейнманном), то нет никаких оснований предполагать, что интрузия офиолитов когда-либо внедрялась и в эти породы. Эту точку зрения подтверждает и полное

¹ Это не относится к породам эффузивной толщи, которая по времени образования тесно связана с радиоляритами.

² Напомним, что кремни Монте-Альпе трансгрессивно перекрывают как ультрабазиты, так и габбро.

отсутствие активных магматических контактов гипербазитов и габбро с окружающими породами. И, наконец, последнее. Пластинообразная форма офиолитовой серии пород связана не с формой первичной магматической интрузии, а с расположением ее в основании гигантской аллохтонной пластины, надвинутой в восточном направлении.

Таким образом, «эталонный» разрез офиолитовой формации Г. Штейнманна не может свидетельствовать в пользу магматического происхождения ультраосновных пород и габбро.

ДИНАРИДЫ

Вслед за Ж. Обуэном под Динаридами мы будем понимать «...горное сооружение западной части Балканского полуострова (Югославию, Албанию и Грецию), которое захватывает окраины Адриатического и Ионического морей...» (Обуэн, 1965, стр. 189). В то же время некоторые различия в строении северной и южной частей этих складчатых цепей позволяют выделять внутри Динарид собственно Динариды на севере и Эллиниды на юге.

Тектоническое районирование Динарид в настоящее время достаточно хорошо известно главным образом благодаря работам Б. Чирича (1966, 1967 и др.), Ж. Обуэна (1965, 1967), Ж. Мерсье (Mercier, 1966а, б) и Ж. Брюнна (Brunn, 1955; Brunn, Mercier, 1971). Вплоть до последнего времени оставалось много неясных вопросов относительно продолжения на территории Югославии структурно-фациальных зон, выделенных в Греции Ж. Обуэном, однако в настоящее время этот вопрос частично решен благодаря работам французских геологов в Югославии. Результаты этих работ отражены в тематическом номере Бюллетеня геологического общества Франции и особенно в обобщающей статье Ж. Обуэна, Р. Бланше и других в этом же номере журнала (Aubouin *et al.*, 1970).

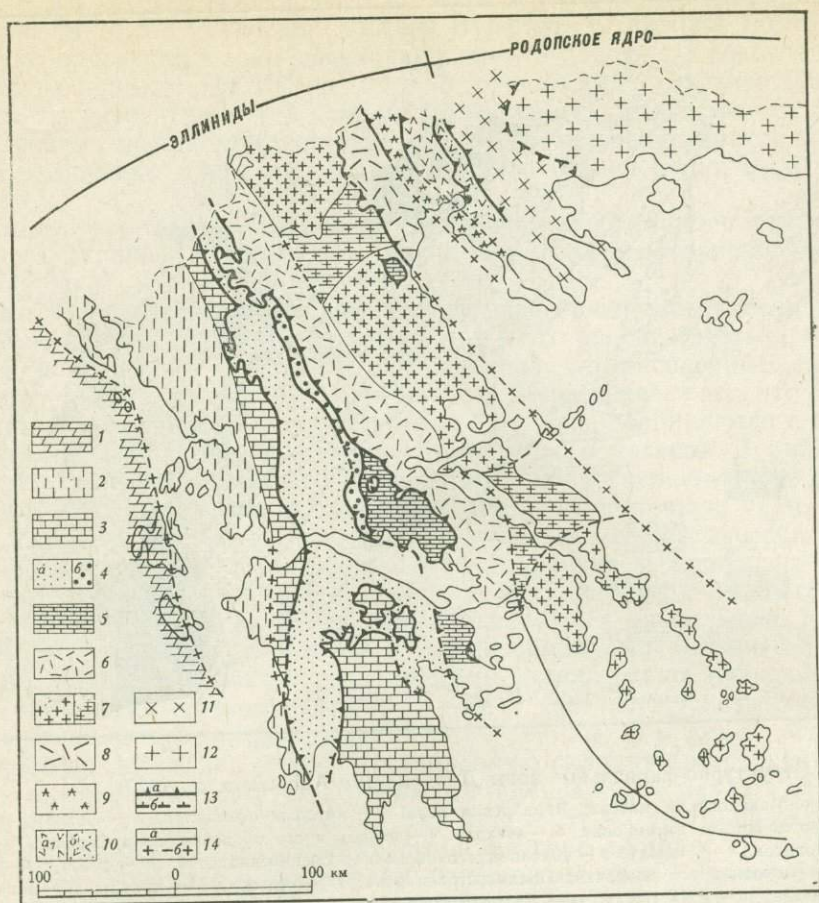
От южных границ континентальной Греции до северных границ Югославии внутри Динарид всеми исследователями выделяются две крупные палеотектонические области — внешние и внутренние Динариды, подразделяющиеся в свою очередь на ряд структурно-фациальных (изопических) зон (фиг. 53, 54).

В современной структуре выходы пород офиолитовой ассоциации приурочены к внутренним Динаридам, где они располагаются внутри Субпелагонийской (Эллиниды) и Вардарской зон. Продолжение Субпелагонийской зоны на территории Албании носит название Мирдита, а в Динаридах (*s. s.*) — зоны Сербии (Aubouin *et al.*, 1970).

Аллохтонное положение этих зон в настоящее время вряд ли вызывает сомнение. Споры могут идти лишь о масштабе горизонтального перемещения. Этот вопрос (подробнее он будет освещен ниже) целиком связан с интерпретацией палеотектонических условий, существовавших в Динаридах в мезозойское время.

Внутреннее строение офиолитового комплекса Динарид

Наиболее полный разрез офиолитовой серии вскрыт в пределах Субпелагонийской зоны на территории Эллинид, где в горном массиве Вуринос уже давно был описан мощный разрез офиолитового комплекса. Именно этот разрез положил начало эффузивной гипотезе происхождения всех пород офиолитовой ассоциации. Здесь Ж. Брюнном (Brunn, 1960) была установлена следующая последовательность пород (снизу вверх): 1) известняки триаса — юры; 2) серпентинизированные дуниты, которые вверх по разрезу переслаиваются с гарцбургитами, а затем и с лерцолитами; 3) серпентиниты, переслаивающиеся с пироксенитами и крупнокристаллическими габбро; 4) габбро, иногда гиперстенитовые и кварцевые диориты; 5) долериты, иногда прорванные диоритами;

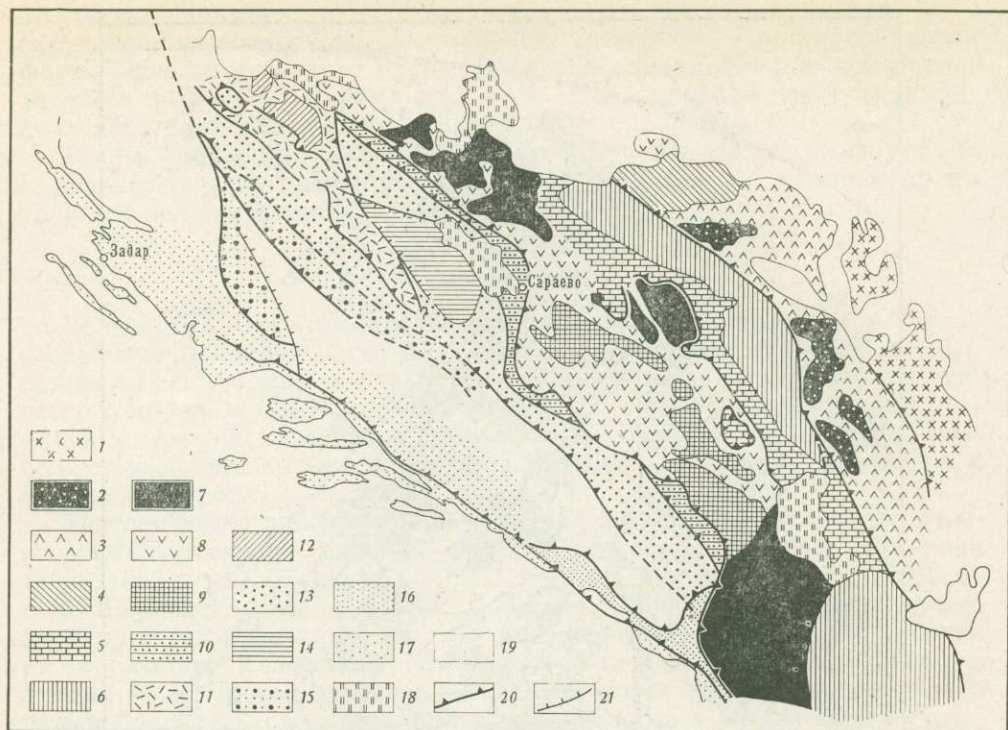


Фиг. 53. Структурно-фациальные зоны Эллинид (по Вгрупп, Mercier, 1971)

1 — Предапулийская зона (или зона Паксос); 2 — Ионическая зона; 3 — зона Гаврово; 4 — Пиндская зона (а), Ультрапиндская подзона (б); 5 — Парнасская зона; 6 — Субпелагонийская зона; 7 — Пелагонийская зона; 8 — зона Альмопиас; 9 — зона Пайкон; 10 — зона Пеониас (а — Предпеонийская подзона, б — восточные комплексы Пеонийской зоны); 11 — Сербско-Македонская зона и Сербско-Македонский массив; 12 — Родопский массив; 13 — покровы (а — установленные, б — предполагаемые); 14 — границы зон (а — установленные, б — предполагаемые). Зоны 8–10 в советской литературе обычно объединяются под названием Вардарской зоны

6) спилиты, продукты подводных излияний; 7) радиоляриты, перекрытые меловыми известняками. Мощность ультрабазитов около 3,5 км, габбро и диоритов — около 1 км, долеритов и спилитов — 700–800 м.

По мнению Ж. Брюнна, эта последовательность пород возникла в результате гравитационной дифференциации огромного по мощности покрова базальта («мешка»), вылившегося на дно моря. В результате быстрого охлаждения образовалась долерит-базальтовая корка, предохранявшая более внутренние части покрова от быстрой кристаллизации. Эта гипотеза, поддержанная впоследствии Ж. Обуэном, Ж. Мерсье и другими французскими геологами, работавшими и работающими на территории Динарид, в настоящее время очень популярна. Эту же точку зрения принял и Б. Чирич (1966, 1967). Признание такой точки зрения влечет за собой два очень важных вывода: 1) породы офиолитового комплекса одновозрастны (в данном случае верхнеюрские) и 2) офиолиты располагаются в общем стратиграфическом разрезе Субпелагонийской зоны, т. е. они автохтонны.



Фиг. 54. Структурно-фациальные зоны Динарид (по Aubouin e. a., 1970)

1 — Сербско-Македонский массив; Вардарская зона: 2 — массивы офиолитов, 3 — «чехол», 4 — цоколь и его оболочка; зона Голья: 5 — «чехол», 6 — цоколь и его оболочка; зона Сербии: 7 — массивы офиолитов, 8 — «чехол», 9 — цоколь и его оболочка; Боснийская зона: 10 — флиш, 11 — доломиты, 12 — цоколь и его оболочка; Предкарстовая зона: 13 — «чехол», 14 — цоколь; 15 — зона Высокого Карста; 16 — зона Будва; 17 — Далматинская зона; 18 — молассы; 19 — плиоцен-четвертичные отложения; 20 — чешуи и шарьяжи; 21 — взбросы

Последующее изучение этого массива показало, что не все факты, изложенные Ж. Брюнном, трактуются однозначно. Так, изучение нижнего контакта массива Вуринос с подстилающими его породами, проведенное В. Бортолотти, Дж. Даль Пиацем и П. Пассерини (Bortolotti, Dal Piaz, Passerini, 1969), показало, что в основании дунитов повсеместно располагается тектоническая брекчия. Внутри нее в обломках встречаются: чистые мраморы, мраморы с прослойками кремней, силикатные мраморы, песчанистые сланцы с кварцем, серицитом, хлоритом, альбитом, карбонатом, антигоритом, стильномеланом и реже гранатом, слюдяные сланцы с гранатом, амфиболовые сланцы, милонитизированные серпентиниты, офикальциты, актинолититы с хлоритом, диабазы, более или менее метаморфизованные (часть которых сохранила подушечную структуру), празиниты, амфибол-эпидот-хлоритовые сланцы. Кроме того, в брекчиях нередко встречаются и обломки яшмовидных сланцев. Вся эта тектоническая брекчия сильно катаклазирована и рассланцована. В. Бортолотти и его соавторы подчеркивают, что никаких следов магматического контакта ультрабазитов с подстилающими их породами обнаружено не было. Присутствие же стильномелана говорит о больших давлениях, возникших при образовании тектонической брекхии.

На основании этого В. Бортолотти, Дж. Даль Пиац и П. Пассерини (Bortolotti e. a., 1969) приходят к выводу о том, что офиолитовый комплекс массива Вуринос находится в аллохтонном залегании, а его первичное местонахождение (корни) неизвестно.

К близкому выводу пришел и Э. Мурс (Mooges, 1969), детально изучивший внутреннее строение массива Вуринос. В нижнем контакте он отметил присутствие зоны рассланцованных и массивных серпентинитов, имеющих мощность от 100 до 200 м. В южной части массива (фиг. 55) мощность серпентинитовой оторочки, которая, судя по карте Э. Мурса, подстилает гипербазиты, достигает 1 км. Внутри серпентинитов встречаются включения мраморов, дунитов, перидотитов и родингитов длиной до 200 м.

По мнению Э. Мурса, наличие серпентинитовых сланцев в основании дунитов Вуриноса скорее всего говорит о тектоническом нарушении в их основании.

Это тектоническое нарушение станет еще более ясным, если мы обратимся к карте Э. Мурса, приложенной к его работе (Mooges, 1969), а затем повторенной в статье, посвященной ультраосновным породам о. Кипр (Mooges, Vine, 1971). На карте Э. Мурс показывает, что серпентиниты, обрамляющие массив Вуринос с востока, соединяются с серпентинитами, находящимися к западу от восточного массива Вуринос (см. фиг. 55). Следовательно, эти серпентиниты представляют собой как бы единый «пласт», подстилающий и окружающий восточную часть массива. Такая, единственно возможная, трактовка геологической карты Э. Мурса находится в разительном противоречии с профилем, приложенным к его работе (Mooges, 1969), где все члены офиолитового комплекса круто падают на запад и прослеживаются на большую глубину (фиг. 56). Анализ геологической карты неминуемо должен показать, что все породы офиолитового разреза на сравнительно небольшой глубине срезаются серпентинитами, на что, в частности, указывают соотношения простираний пород восточной границы, и в целом эта часть массива представляет собой синклиналиную складку (по серпентинитовому «основанию»), внутри которой все породы круто падают на запад. По нашему мнению, это лишний раз указывает на тектоническую природу нижнего контакта ультрабазитов массива Вуринос.

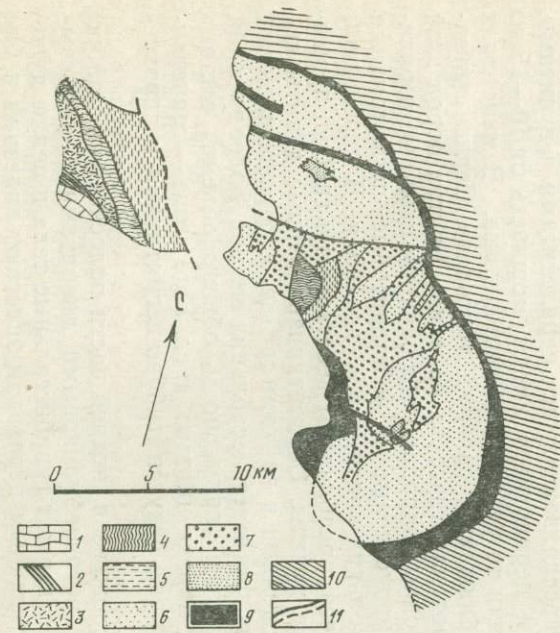
Данные Э. Мурса о внутреннем строении массива Вуринос близки к таковым Ж. Брюнна. Э. Мурс выделяет три зоны: 1) зону ультраосновных пород (мощность 4—6 км); 2) переходную зону (мощность около 2,5 км) и 3) зону основных пород (2,5 км).

Зона ультраосновных пород сложена в различной степени серпентинизированными и часто переслаиваемыми перидотитами и дунитами. Отдельные слои дунитов и перидотитов имеют мощность от 10—15 до 200 м, контакты между ними то резкие, то постепенные. В минералах ультраосновных пород наблюдается сильный протоклаз. Серпентинизация имела место после протокластических явлений. Внутри пород этой части разреза в ультраосновных породах наблюдаются сложные изоклинальные складки, клинопироксеновые и вебстеритовые пегматоидные дайки мощностью от нескольких сантиметров до 100 м. В переходной зоне, в нижней части разреза, преобладают вебстериты и габбро, прорывающие сильно измененные дуниты. Серпентинизированные дуниты секутся и переслаиваются с телами и дайками средне- и крупнозернистых норитов, мощность которых достигает нескольких метров. Более высокая часть разреза переходной зоны (примерно $\frac{2}{3}$ общего объема) состоит из сложного переплетения пироксенитовых даек. Еще выше — серпентинизированные дуниты, которые секутся габбро-пегматитами и пироксенитами.

Зона основных пород сложена в нижней части полосчатыми габбро (в том числе и норитами), роговообманковыми диоритами и кварцевыми диоритами. Последние содержат гипабиссальные тела и силлы дунитов. Выше диоритов с постепенным переходом залегают андезиты и базальты, которые нередко содержат ксенолиты диоритов. Для базальтов характерна брекчиевидная и шаровая отдельность.

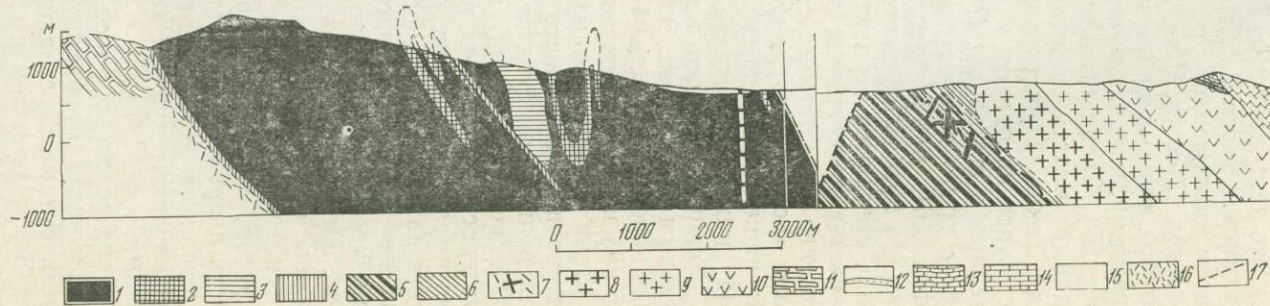
Фиг. 55. Карта массива Вуринос (из работы Mooges, Vine, 1971, с добавлением из работы Mooges, 1969)

1 — известняки сеномана; 2 — радиолариты; 3 — основные эффузивы; 4 — габбро; 5 — переходная зона; 6 — переслаивание дунитов и перидотитов; 7 — перидотиты; 8 — дуниты; 9 — серпентиниты; 10 — юрские известняки; 11 — разрывные нарушения



Фиг. 56. Профиль через массив Вуринос (по Mooges, 1969)

1 — переслаивание дунитов и перидотитов; 2 — дуниты; 3 — перидотиты; 4 — серпентиниты; 5 — серпентиниты и габбро-пироксенитовые пегматиты; 6 — переслаивание норитовых габбро и пироксенитов; 7 — дайки пироксенитов и габбро; 8 — норитовые габбро; 9 — диориты; 10 — базальты и андезиты; 11 — мраморы нижней юры; 12 — радиолариты; 13 — известняки верхов юры — низов мела; 14 — рудистовые известняки сеномана; 15 — осадочные породы (кайнозой); 16 — тектонические брекчии; 17 — разрывные нарушения



Эти основные изверженные породы перекрываются радиоляритами и известняками с кальционеллами (J_3t), над которыми с несогласием залегают рудистовые известняки сеноманского яруса.

По мнению Э. Мурса, серия пород массива Вуринос представляет собой интрузивный комплекс, возникший при дифференциации магмы лерцолитового состава. Однако такая трактовка происхождения всего массива в целом встречает известные трудности, прежде всего в связи с проблемой состава первичной магмы, давшей столь разнообразные и сложные дифференциаты. Лерцолитовый состав магмы устраивает Э. Мурса тем, что соотношение Fe_{90-94}/En_{90-92} в дунитах и перидотитах указывает на их принадлежность к альпинотипному ультраосновному комплексу, который, по мнению большинства современных петрологов, не может возникнуть как результат дифференциации базальтовой магмы¹, а является производным самостоятельной ультраосновной магмы (если, конечно, таковая существует.— А. К.). Именно поэтому Э. Мурсу необходим ультраосновной состав первичной магмы, и он его получает при расчете среднего состава пород массива Вуринос. При этом пересчете он руководствуется принципом, что современная площадь выходов пород разного типа в этом комплексе пропорциональна первичному объему пород, или, иными словами, зона ультраосновных пород и переходная зона восточной части массива никогда не перекрывались габбро, которое имеется в настоящее время только в западной части массива. При этом Э. Мурс считает, что породы ультраосновной зоны восточной части массива перекрываются серпентинитами, а серпентиниты являются нормальным членом разреза офиолитового комплекса. Дальнейший путь рассуждения Э. Мурса ясен: если это так, то все наблюдаемые ныне взаимоотношения между породами внутри разреза первичны, следовательно, и габбро, и более кислые породы никогда не слагали «пласт», перекрывающий гипербазиты. Однако такая интерпретация противоречит геологической карте, составленной автором этого предположения, о чем я уже говорил. Действительно, соединяя на карте выходы серпентинитов, залегающих в подошве гипербазитов юго-восточной части массива Вуринос, Э. Мурс при подсчете среднего состава этого комплекса почему-то часть того же самого серпентинитового «пласта» кладет в разрез выше пород ультраосновной зоны. Как мне кажется, геологическая карта массива Вуринос не дает никаких оснований для такой интерпретации и скорее всего говорит о том, что некогда габброиды и основные эффузивы располагались выше пород ультраосновной зоны, как считал Ж. Брюнн (Brunn, 1960). Но тогда при подсчете среднего состава пород массива Вуринос надо исходить из принципа, что современная мощность различных комплексов массива Вуринос пропорциональна их первичному объему. При таком пересчете мы неминуемо получим не лерцолитовый, а более кислый (базальтовый?) состав первичной магмы, т. е. как раз ту магму, против которой энергично восстает сам Э. Мурс. Как мне кажется, такая парадоксальная картина может быть объяснена лишь при предположении, что формирование зоны основных пород оторвано по времени от становления зоны ультраосновных пород. Это обстоятельство находит подтверждение в химизме различных пород комплекса Вуринос. Вот что пишет по этому поводу Э. Мурс: «...Необходимо предполагать, что ультрабазиты, базиты, плутонические и вулканические породы представляют собой неразрывную и родственную последовательность пород, на что указывают полевые соотношения, но что никоим образом не подтверждается имеющимися химическими данными» (Mooges, 1969, стр. 54).

Действительно, на диаграмме $FeO - MgO - Na_2O + K_2O$ разные породы комплекса Вуринос дают четыре четкие группы, никак между

¹ Этот факт, кстати, отнюдь не свидетельствует в пользу гипотезы Ж. Брюнна.

собой не связанные: 1) дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты; 2) нориты и меланократовые диориты; 3) базальты; 4) кварцевые диориты. Также четыре изолированные группы пород выделяются и на диаграмме $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{MgO}$: 1) дуниты, гарцбургиты, лерцолиты; 2) пироксениты; 3) нориты, диабазы, базальты; 4) кварцевые диориты и базальты. На основании этих данных можно говорить и об отсутствии магматических связей между ультраосновными и основными породами, и об их разновозрастности. К такому выводу пришла группа итальянских геологов, изучавших этот массив (Bortolotti, Dal Piaz, Passerini, 1969). По их мнению, габбро значительно моложе пироксенитов, которые в свою очередь моложе перидотитов, уже серпентинизированных в момент становления пироксенитов.

Заканчивая рассмотрение пород массива Вуринос, хотелось бы подчеркнуть еще одно обстоятельство, отмеченное Э. Мурсом. В ультраосновных породах комплекса Вуринос обнаруживаются сложные часто веерообразные складки. Тела пироксенитов секут уже деформированные слои дунит-перидотитового и хромит-дунитового состава. Слоистость и полосчатость в породах переходной зоны и зоны основных пород «явно дискордантна с направлением подстилающих или соседних ультраосновных тел...», хромит-дунитовая и дунит-перидотитовая слоистость более сложно деформирована и является, вероятно, более древней. Эта слоистость может представлять собой сильно деформированную первичную слоистость, возникшую в результате осаждения кристаллов в магматическом канале в мантии, или слоистость течения (flow layering), которая является, вероятно, результатом метаморфической дифференциации во время твердого течения в мантии» (Mooges, 1969, стр. 33). Все это, на мой взгляд, также может служить подтверждением разного возраста зон ультраосновных и основных пород. Рассмотренный выше материал отнюдь не свидетельствует и в пользу автохтонного положения пород массива Вуринос. Я полностью согласен с мнением В. Бортोलотти, Дж. Даль-Пиаса и П. Пассерини (Bortolotti, Dal Piaz, Passerini, 1969), которые считают этот массив аллохтонным, а зону его корней неизвестной.

Ясно лишь одно: вне всякого сомнения, какая-то часть подушечных лав, залегающих в верхней части разреза комплекса Вуринос, имеет верхнеюрский возраст. Проблема возраста ультраосновных пород и габбро остается открытой.

Верхнеюрские (или средне-верхнеюрские) базальтовые излияния и связанные с ними радиоляриты («диабаз-радиоляритовая формация») широко распространены в пределах внутренних Динарид, где они подробно описаны Б. Чиричем, Ж. Обуэном, Д. Мерсье и другими геологами. Однако нигде породы офиолитового комплекса не слагают столь полные разрезы, как в массиве Вуринос. Большой частью крупные пластины ультраосновных пород и габбро образуют или аллохтонные пластины, залегающие выше пород «диабаз-радиоляритовой формации» (массивы Златибора, Конюха и Озрена), или же сложно сочетаются в пространстве с породами этой формации. В настоящее время несмотря на большое количество работ, посвященных офиолитовому комплексу Динарид, ряд вопросов его геологии (состав и строение «диабаз-радиоляритовой формации», ее соотношения с габбро и ультрабазитами) остается нерешенным.

Даже в относительно хорошо изученных районах, к которым относится территория Югославии, остается масса нерешенных проблем. В пределах северного продолжения Субпелагонийской зоны (зона Сербии, Aibović e. a., 1970) «диабаз-радиоляритовая формация» представлена очень своеобразным комплексом пород. По описанию Б. Чирича (1967), это флишеподобное переслаивание конгломератов, песчаников, известняков, яшм, туфов, которые содержат покровы и линзы магматических пород (диабазы, габбро, перидотиты). Эти породы, по описанию

Ж.-П. Рампну (Rampoux, 1970), обладают анархичной и хаотичной стратификацией, часто видно, как раздробленные пласты песчаников и радиоляритов заключены в аргиллиты. В граувакках, брекчиях и конгломератах содержится большое количество обломков палеозойских и пермо-триасовых пород. «Слоистость не всегда видна и толща производит впечатление всеобщего беспорядка, который без сомнения зависит от характера осадконакопления и тектонических деформаций» (Rampoux, 1966, стр. 238). Обломочная серия того же возраста, тесно связанная с «диабаз-радиоляритовой формацией», описана Я. Памичем (Pamić, 1964) в районе массива Озрен под названием погарской серии (J_3 — $Сг_1$). Это грубообломочные конгломераты и брекчии, содержащие обломки песчаников, сланцев, кремней, спилитов, диабазов, известняков, гранитов, серпентинитов, габбро и амфиболитов. В основании этой серии содержатся линзы (олистолиты? — А. К.) диабазов и серпентинитов. На наш взгляд, необычный характер набора пород в формации и ее внутренняя структура могут быть объяснены при предположении, что так называемая диабаз-радиоляритовая формация (или по крайней мере какая-то ее часть) является олистостромой. Это предположение кажется еще более обоснованным, если учесть, что в южной Сербии «диабаз-радиоляритовая формация» замещается флишем титона (?) — берриаса (Aubouin *е. а.*, 1970). Возраст формации так же неясен, как и ее первичная природа. Б. Чирич (1967) относит ее к верхам нижней юры — средней юре, Ж.-П. Рампну (Rampoux, 1970) — к самому концу верхней юры — началу мела, а на территории Албании А. Папа (Papa, 1970) вообще относит ее к триасу и юре. Требуется дальнейшего изучения и характера ее взаимоотношения с подстилающими толщами.

По мнению Б. Чирича (1967), породы «диабаз-радиоляритовая формация» располагаются на среднеяйасовых известняках типа «аммонитико-россо». Согласно другой точке зрения (Rampoux, 1970; Aubouin *е. а.*, 1970), образования этой формации резко несогласно перекрывают рифогенные известняки верхнего триаса и юры. В то же время имеются указания и на повсеместно тектонический характер этого контакта (Rampoux, 1966). Всюду на породах «диабаз-радиоляритовая формация» располагаются крупные массивы серпентинитов (Златиборский, Конюхский и др.). В настоящее время вряд ли есть сомнения в их аллохтонности (Pamić, 1964, 1971; Rampoux, 1966, 1970; Milovanovic, Mladenovic, 1966—1967; Aubouin *е. а.*, 1970; и многие другие работы). В основании серпентинитов всегда находятся раздавленные зоны, состоящие из сильно переработанных пород, а в ультрабазах (вдоль их контакта с подстилающими породами) наблюдаются зоны серпентинитовых сланцев и брекчий (Pamić, 1964, 1971; Milovanovic, Mladenovic, 1966—1967). Вот как, например, выглядит зона контакта ультрабазитов с верхнетриасовыми известняками в подошве Златиборского массива, описанная Б. Чиричем (1967). Ниже базальных серпентинитов вскрыт следующий разрез (в порядке встречаемости вниз по склону): амфиболиты, сланцы диабаз-яшмовой формации, серпентиниты, сланцы диабаз-яшмовой формации, серпентиниты, сланцы диабаз-яшмовой формации, серпентиниты, амфиболиты, верхнетриасовые известняки. Это чередование осадочных, изверженных и метаморфических пород вряд ли может быть нормальным стратиграфическим разрезом, как предполагает Б. Чирич. Скорее всего это меланж.

Данные о строении офиолитовой ассоциации в Вардарской зоне также очень противоречивы. В ее северной части, в районе Копаоники, «диабаз-радиоляритовая формация» имеет в общем тот же состав, что и в зоне Сербии. Эти породы резко трансгрессивно располагаются на палеозойских и триасовых отложениях и перекрываются титонскими известняками. Таким образом, возраст «диабаз-радиоляритовая формация» Вардарской зоны несколько более древний, чем в зоне Сербии, и

такой же, как в массиве Вуринос. Крупные серпентинитовые массивы (Копаника, Мальен и другие) залегают аллохтонно на породах «диабаз-радиоляритовой формации» и несогласно перекрываются предфлишем альба-сеномана и верхнемеловым флишем. Геологическое строение Вардарской зоны в центральной Македонии и северной Черногории описано в работе Ж. Бюлля и М. Ролле (Bulle, Rollet, 1970). Здесь выделяется серия сложно переплетающихся между собой тектонических чешуй, с западной стороны надвинутых на Пелагонийский массив, а с восточной тектонически перекрытых гранито-метаморфическими массами Сербско-Македонского массива. В центральной Македонии наряду с триасовыми и меловыми отложениями в тектонических чешуях вскрыты гарцбургиты, возраст которых датируется как послетриасовый и домеловой, песчано-сланцевые серии с тонкими прослоями диабазов, которые сменяются вверх по разрезу окрепшими известняками и яшмами, а также мраморизованными известняками (J?). В северной Черногории офиолитовый комплекс, по данным этих же авторов (Bulle, Rollet, 1970), представлен сильно передробленными и милонитизированными перидотитами, габбро, диоритами, долеритовыми и шаровыми лавами. Возраст комплекса дооксфордский. В этой же зоне встречены амфиболиты и амфиболовые сланцы, возраст которых, по мнению Ж. Бюлля и М. Ролле, палеозойский.

В южной части Вардарской зоны, находящейся на территории Греции, Ж. Мерсье (Mercier, 1966a, б) также описана система тектонических чешуй, в которых серпентиниты, габбро, диабазы, долериты и кремни, т. е. породы офиолитовой ассоциации, сложно сочетаются одна с другой и с чешуями, сложенными различными метаморфическими породами (в том числе и гнейсами), неритовыми известняками триаса — нижней юры, терригенными породами верхней юры и флишем нижнего — верхнего мела. Нормальный стратиграфический разрез, восстанавливаемый в отдельных чешуях, выглядит следующим образом: на различных породах офиолитового комплекса располагаются конгломераты и песчаники с обломками долеритов и габбро, которые перекрываются известняками титона. Это дает возможность Ж. Мерсье (Mercier, 1966б) предполагать, что офиолиты имеют кимеридж-портландский или еще более древний возраст. Известняки титона сменяются нижнемеловым флишем. Все описанные выше чешуи надвинуты на метаморфические комплексы Пелагонийской зоны и с востока в свою очередь перекрыты по надвигу метаморфическими и интрузивными породами Сербско-Македонского массива.

В южной Македонии в районе Апсалоса и Эдессы в краевой части Вардарской зоны, в области сочленения ее с Пелагонийским массивом, развит очень своеобразный меланж, описанный в работе Ж. Мерсье и П. Вержели (Mercier, Vergely, 1971). Этот меланж резко отличается от только что рассмотренного нами серпентинитового меланжа прежде всего по составу цемента. Здесь в полосе, имеющей ширину 5 км и длину 40 км, блоки мраморов и известняков любых размеров (от миллиметра до нескольких сотен метров) плавают в вулканическом или вулканогенно-осадочном цементе основного состава. Здесь же встречаются тела серпентинитов длиной до 1 км. Ж. Мерсье и П. Вержели (Mercier, Vergely, 1971) выделяют два типа меланжа: меланж с автохтонными блоками и меланж с экзотическими блоками.

В первом типе меланжа цемент представлен сильно передробленными основными туфами с включениями и пластами известняков и карбонатных сланцев с остатками фауны, вероятнее всего, юрского возраста. В этом цементе «плавают» блоки известняков, которые принадлежали той же толще до момента ее дробления.

Во втором типе меланжа цемент празинитовый, возникший при дроблении и перемешивании древних основных пород. Цемент подвергнут

сильному рассланцеванию, которое явно более молодое, чем дробление и перемешивание. Рассланцевание произошло вследствие тангенциального сжатия между верхним мелом и нижним эоценом. В празинитовом цементе находятся блоки мраморов (Т—J), гнейсов и амфиболитов, принадлежавших до их дробления разным литологическим комплексам и не имевших ничего общего с вулканогенным материалом цемента. В крупных блоках мраморов (от 1 м до 1 км) четко проявлены сланцеватость течения и синметаморфические изоклинальные складки. Время образования этих деформаций скорее всего связано с концом юры — началом мела.

На основе изучения характера деформаций внутри меланжей (туфового и празинитового меланжа, по терминологии, предложенной в настоящей работе.— А. К.) Ж. Мерсье и П. Вержели пришли к выводу, что только крупный сдвиг может объяснить все особенности деформаций внутри него. «Тектонический механизм, ... приведший к образованию меланжей, имел место после синметаморфических деформаций конца юры — начала мела и перед синметаморфической деформацией конца мела — нижнего эоцена» (Mercier, Vergely, 1971, стр. 11).

Как было показано, вопрос о внутреннем строении офиолитового комплекса на территории Динарид остается открытым. Практически мы имеем лишь один полный разрез (массив Вуринос), где внутренняя «стратиграфия» офиолитов достаточно ясна. Во всех других местах многократные складчато-надвиговые движения существенно изменили первичные взаимоотношения внутри офиолитовой серии. Неясен вопрос также о возрасте различных частей офиолитовой ассоциации. В настоящее время в геологической литературе, посвященной Динаридам, наиболее популярны представления об одновременном формировании всех пород офиолитового комплекса при дифференциации базальтовой магмы (эффузивная гипотеза, Vgupp, 1960; Обуэн, 1965, 1967; Чирич, 1966, 1967), лерцолитовой магмы (интрузивная гипотеза, Mooges, 1969) или о последовательном и почти одновременном внедрении в «диабаз-радиоляритовую формацию» сначала интрузий ультраосновной магмы, а затем и габбровой (Белостоцкий, Колбанцев, 1969). Поэтому для всех сторонников этих концепций при определении возраста ультраосновных пород и габбро достаточно установить возраст «диабаз-радиоляритовой формации», который в большинстве случаев устанавливается как юрский (см. выше). Тот же возраст получают и все остальные породы офиолитовой ассоциации.

Однако такой точке зрения противоречит ряд фактов, уже давно известных геологам, работающим на территории Югославии. Эти факты, суммированные в работе М. Илича (1967), сводятся к следующему: 1) латериты, залегающие на поверхности пермо-триасовых известняков, обогащены никелем и хромом; 2) гальки ультраосновных пород встречаются в палеонтологически датированных отложениях триаса; 3) в верхнепалеозойских терригенных отложениях присутствуют обломки хромшпинелидов; 4) ультрабазиты метаморфизуют нижнепалеозойские толщи.

Кроме того, обломки ультраосновных пород и габбро находятся и в микробрекчиях средней юры (Ramproux, 1966). Все эти данные, а также полное отсутствие метаморфических изменений в мезозойских породах в контактах с телами ультраосновных пород и габбро¹ уже давно привели многих югославских геологов к выводу о разновозрастности «интрузивных» (ультрабазиты и габбро) и эффузивно-осадочных (базальты, радиоляриты) членов офиолитовой ассоциации. Часть геологов

¹ Метаморфизация юрских пород Албании в контакте с гипербазитами, описанная в работе И. И. Белостоцкого и Г. В. Колбанцева (1969), никак петрографически не доказана и поэтому не может считаться убедительной.

считают, что перидотиты, габбро и амфиболиты представляют собой метаморфические породы архейского возраста (Kispatić, 1897). К этой точке зрения близки взгляды Я. Памича (Pamić, 1964, 1971), полагающего, что перидотиты и амфиболиты являются либо блоками верхней мантии, либо частью палеозойского субстрата, внедрившегося в холодном виде в мезозойские образования.

По мнению Г. Хисслеитнера (Hiessleitner, 1952), перидотиты и габбро являются палеозойскими магматическими породами, а их внедрение в юрские породы связывается с более поздними механическими перемещениями твердых тел.

«С. Карамата, отмечая контактово-метаморфические изменения силу-девонских сланцев на контакте с ультраосновными породами Брезовицы, весьма осторожен в своих региональных выводах. Он считает, что наблюдаемые в районе Брезовицы соотношения представляют только один из возможных вариантов образования ультрабазитов. С. Карамата приводит данные, показывающие, что существуют перидотиты, поднятые с глубоких горизонтов на современные уровни земной коры как жесткие блоки. Наряду с этим небольшие тела серпентинитов могли возникнуть в результате перемещения их в пластичном состоянии; они представляют собой своеобразные диапиры» (Памич, Карамата, 1971, стр. 140).

Рассмотрим некоторые данные о внутреннем строении и составе ультрабазит-габбро-амфиболитовых массивов, наиболее полно описанных в работах Я. Памича (Pamić, 1964, 1971), подробно исследовавшего массивы зоны Сербии (массивы Козера, Узламак, Озрен, Конюх, Кривая, Златибор и более мелкие тела в южной части Черногории). Выводы, к которым пришел Я. Памич, заключаются в следующем.

1. Контакты массивов ультраосновных пород с породами «диабаз-радиоляритовой формации» всегда тектонические. Иногда в зоне контакта между этими комплексами пород зажаты тектонические линзы, сложенные триасовыми известняками и метаморфическими породами палеозойского возраста (кварц-серицитовые сланцы и филлиты). В краевых частях ультраосновных массивов наблюдаются зоны рассланцевания, параллельные внешним границам массивов. Мощность этих зон достигает 1 км (массив Озрен).

2. В ультраосновных породах наблюдается четкая полосчатость, устанавливаемая по чередованию прослоев, обогащенных оливином и пироксеном, или же по наличию линз гомогенных дунитов. Пироксенитовые пропластки обычно менее серпентинизированы, чем дунитовые. Постоянное направление полосчатости прослеживается на площадях 200—300 км² (массивы Кривая, Конюх). «Детальный структурный анализ показывает, что направление полосчатости в ультрабазитах изменяется главным образом от северо-восточного — юго-западного до север-северо-восточного — юг-юго-западного несогласно к направлению простираний крупных комплексов и осей складок в окружающих мезозойских осадочных породах» (Pamić, 1971, стр. 26). В массиве Озрен эта полосчатость вообще перпендикулярна к простиранию окружающих пород. Таким образом, «динарские простирания» имеют только внешние границы массивов. Такая петроструктурная характеристика массивов позволяет Я. Памичу говорить о том, что «...ультрабазиты являются «чужеродными» телами в вулканогенно-осадочной формации» (Pamić, 1964, стр. 91).

3. Внутри каждый крупный массив разбит на систему блоков с величиной сторон до 5 км. Каждый такой блок отделен от другого серпентинитовыми брекчиями (брекчиями трения). Простирание полосчатости в ультраосновных породах в каждом блоке различное¹. Трещины, рассе-

¹ Наличие блоково-чешуйчатой структуры внутри Златиборского массива установлено и другими исследователями (Milovanovic, Mladenovic, 1966—1967).

кающие массив, ориентированы под углом к его первичной полосчатости. Вдоль этих трещин ультраосновные породы сильно серпентинизированы и карбонатизированы. Пироксен в пироксенитах деформирован, в нем наблюдается скручивание кристаллов. Оливин обычно раздроблен, часто перекристаллизован и разбит на параллельные пластинки.

4. Среди габбро Я. Памич выделяет два типа. Первый из них тесно связан с долеритами и генетически никакого отношения к ультрабазитам не имеет. Второй тип габбро тесно связан с перидотитами. Эти породы слагают тела шириной до нескольких сотен метров внутри ультрабазитов. Обычно перидотиты через полевошпатовые перидотиты сменяются троктолитами и оливиновыми габбро. Среди них в подчиненном количестве встречены пироксениты и ксенолиты ультраосновных пород. Габбро частично родингитизировано. В габбро часто наблюдаются текстуры с полосчатостью, параллельной таковой в ультрабазитах.

5. С двумя типами габбро тесно связаны амфиболиты. Амфиболиты, связанные с габбро-долеритами, развиваются вдоль их краев и сложены плагиоклазом, амфиболом, эпидотом, хлоритом и реликтами пироксена. Состав плагиоклаза колеблется от андезита до олигоклаз-альбита. Он замещен пренитом, клиноцоизитом или эпидотом. Эти контактовые породы могут быть отнесены к эпидот-амфиболитовой или нижнеамфиболитовой стадиям метаморфизма. Ко второй группе амфиболитов Я. Памич относит сложный комплекс, ассоциирующий с перидотитами и габбро второй группы. Некоторые исследователи эти породы отдельно не выделяют, объединяя их с габброидами. Амфиболиты обычно слагают узкие тела мощностью 100—500 м вдоль внешних контактов ультраосновных тел и иногда прослеживаются вдоль простирания на расстоянии до 10—15 км. Амфиболиты часто полосчатые, что обусловлено составом минералов. Выделяются нормальные, пироксеновые, гранатовые и пироксен-гранатовые амфиболиты. Внутри этих пород наблюдаются небольшие складки, но в целом полосчатость параллельна полосчатости в ультраосновных породах и габбро. Структура пород кристаллобластовая, иногда гранобластовая и порфиробластовая. Иногда видны реликты гранулярной структуры. Для этих пород характерны следующие минеральные ассоциации: плагиоклаз (лабрадор-битовнит), амфибол (в основном обыкновенная роговая обманка), диопсид, гиперстен и гранат (пироп, альмандин, гроссуляр). Вокруг гранатов часто развивается каемка из клиноцоизита и амфибола. Иногда эти минералы полностью замещают гранат, что связано с ретроградным метаморфизмом. Все минералы несут следы деформации, что выражается в волнистом погасании амфибола и плагиоклаза. Пластинки плагиоклаза округлены и разбиты микротрещинами. Среди амфиболитов можно выделить собственно амфиболиты и амфиболовые сланцы, состоящие из лабрадора-битовнита и роговой обманки. Есть также диопсид-амфиболовые, гранат-амфиболовые и реже гранат-плагиоклаз-диопсидовые сланцы, возникшие по гранат-амфиболовым породам. Некоторые амфиболиты содержат как гиперстен, так и жадеитовый диопсид. Мономинеральные амфиболовые сланцы, как и эклогиты, встречаются редко. Все эти амфиболиты иногда очень тонко переслаиваются с ультрабазитами. Зона такого переслаивания может достигать мощности 1500 м (массив Озрен).

Характер описанных пород позволяет утверждать, что они «...принадлежат к высокотемпературной амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фациям метаморфизма» (Ратиć, 1971, стр. 35). По мнению Я. Памича (Ратиć, 1964), это ортопороды, возникшие по габбро. Все это позволяет Я. Памичу сделать вывод о становлении ультраосновных пород и связанных с ними габбро в современной структуре Динарид почти (если не целиком) в твердом состоянии. Не исключено, что эти породы являются блоками мантии — частями древней первичной литосферы (Ратиć, 1964).

По-моему, при любых тектонических построениях необходимо учитывать сложный и высокотемпературный метаморфизм, который претерпели эти породы. Породы «диабаз-радиоляритовой формации» абсолютно не метаморфизованы, что позволяет говорить о резкой разновозрастности обоих комплексов пород.

Заканчивая рассмотрение офиолитового комплекса Динарид, следует еще раз отметить, что проблема возраста альтинотипных перидотитов и габбро остается открытой. Высокотемпературный метаморфизм, наличие сложных дислокаций резко отличают эти породы от эффузивно-осадочных образований юрского возраста.

Положение пород офиолитового комплекса в современной и мезозойской структуре Динарид

Динариды — область развития классических шарьяжей. Система крупных покровных пластин прослеживается здесь от северных границ Югославии (Aubouin *е. а.*, 1970) до южных границ континентальной Греции (Обуэн, 1967). На всем этом протяжении внутренние Динариды (эвгеосинклиналь) надвинуты на внешние Динариды (миогеосинклиналь). В этой складчатой области лишь самые западные зоны внешних Динарид находятся в автохтоне. В Греции это Предапулийская и Ионическая зоны и зона Гаврово (ее продолжение на территории Югославии носит название Далматинской зоны, Aubouin *е. а.*, 1970). Начиная с зоны Пинда (зона Будва в Югославии), все отложения более внутренних частей Динарид надвинуты в западном — юго-западном направлении. По мнению Ж. Обуэна (1967; Aubouin *е. а.*, 1970), наиболее крупными покровами в этой системе являются Пиндский и Субпелагонийский покровы на территории Греции, Боснийский и Сербский на территории Югославии (см. фиг. 53, 54). Именно в Субпелагонийской и Сербской зонах находятся наиболее крупные выходы офиолитового комплекса Динарид. В пределах Вардарской зоны, как считает Ж. Обуэн, столь крупные перемещения отсутствуют, и в настоящее время офиолитовые чешуи этой зоны находятся на небольшом удалении от места своего первоначального положения.

По мнению Ж. Обуэна и геологов его группы (Обуэн, 1965; Aubouin *е. а.*, 1970), складчатая система Динарид возникла на герцинском основании, которое в настоящее время во многих местах вскрыто внутри крупных покровных пластин. Это континентальные мелководные морские осадки (песчаники, неритовые известняки и т. п.) преимущественно пермского возраста. Также близки разрезы нижнетриасовых отложений, представленные как во внешних, так и во внутренних Динаридах красноцветными формациями типа веррукано. Начиная со среднего триаса и вплоть до эоцена внешние Динариды представляли собой шельфовую область, в которой в отдельных «хребтах» господствовало неритовое осадконакопление, а в «желобах» — пелагическое. Лишь однажды в среднем триасе это осадконакопление было прервано кратковременным этапом излияния основной магмы. В этот момент возникли породы «порфирит-радиоляритовой формации», тяготеющие к внутреннему краю внешних Динарид. Более интенсивное прогибание наблюдалось во внутренних частях Динарид, где в пределах Пиндского желоба¹ с начала верхнего триаса и вплоть до неокома накапливались глубоководные осадки. Это известняки и яшмы с галобиями верхнего триаса и радиоляриты юры и неокома. Близкие условия были и в центральной части зоны Сербии, где в зонах Будва и Боснийской в конце верхнего триаса — на

¹ Пиндский желоб, по мнению Ж. Обуэна (1967), относится к внешним Динаридам. Ж. Брюнн и Ж. Мерсье (Врупп, Mercier, 1971) относят эту зону к внутренним Динаридам, выделяя ее под названием центральной зоны Эллинид.

чале юры также возникли глубокие прогибы, в которых господствовали пелагические условия осадконакопления (глубоководные известняки, яшмы). Глубоководные осадки в зоне Будва (аналог зоны Пинда на территории Югославии) накапливались вплоть до конца нижнего сенона и до верхов верхней юры в Боснийской зоне.

Начиная с триаса Пиндская зона с востока обрамлялась поднятой зоной — Пелагонийским поднятием, в зоне сочленения которого с Пиндским прогибом (Субпелагонийская зона) в конце юры произошло излияние мощного лавового потока, приведшего к формированию офиолитового комплекса (Brunn, 1960; Обуэн, 1965, 1967). Аналогичные условия существовали и в более северных районах, где излияния офиолитов в верхней юре были приурочены к зоне сочленения зоны Голья (северное продолжение Пелагонийского массива) и зоны Сербии (Rampoux, 1970).

Заложение Вардарской зоны также произошло на коре континентального типа (Mercier, 1966a; Aubouin e. a., 1970; Rampoux, 1970; Bulle, Rollet, 1970). Этот прогиб к концу юры как бы расчленил некогда единую область Сербско-Македонского и Пелагонийского массивов. Излияния офиолитов здесь начались несколько раньше (очевидно в верхах средней юры). Наиболее ранние фазы складчатых движений, как и в Италии, были приурочены к внутренним частям Динарид. Первая из них, проявившая себя на границе юры и мела, сопровождалась образованием складчато-надвиговых структур во внутренних Динаридах (особенно в Вардарской зоне). В это время возникли так называемые Палеодинариды (Rampoux, 1970; Aubouin e. a., 1970). Размыв возникших в это время поднятий привел к формированию флиша в Боснийском желобе (Aubouin e. a., 1970).

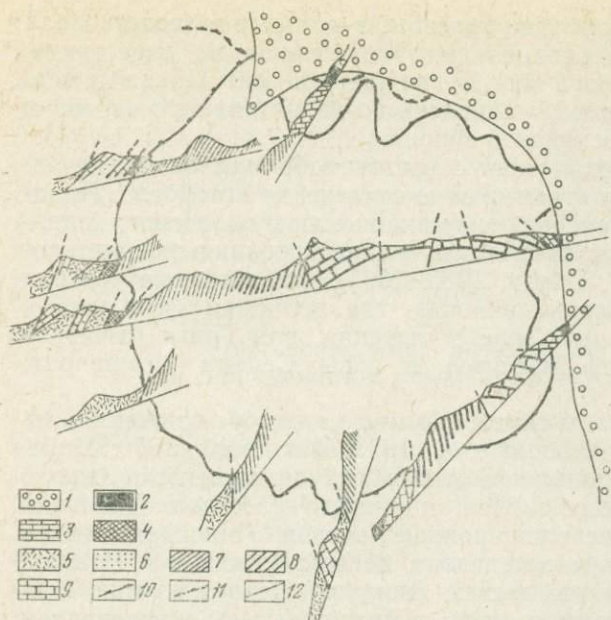
Вторая фаза движений охватила внутренние Динариды в конце нижней мела и сопровождалась возникновением флиша в Вардарской зоне¹.

Третья фаза складчатых движений продолжалась длительное время и как бы «накатывалась» на внешние Динариды. Начавшись в верхнем сеноне во внутренних Динаридах (флиш), она наиболее ярко проявилась в среднем и верхнем эоцене во внешних Динаридах. Во время этих движений окончательно оформилась складчато-покровная структура Динарид.

Изложенный материал позволяет вслед за Ж. Обуэном (1967) говорить о том, что история развития Динарид очень похожа на таковую Апеннин. И тут, и там выделяются внутренние (эвгеосинклинальные) и внешние (миогеосинклинальные) зоны. И тут, и там офиолитовые комплексы располагались во внутренних частях складчатых систем и в настоящее время в виде крупных покровных пластин перемещены в сторону внешних зон. Как в Апеннинах, так и в Динаридах складчатые движения начинаются во внутренних зонах и постепенно смещаются в сторону внешних зон. И в Динаридах, и в Апеннинах вулканогенно-осадочная серия офиолитовой ассоциации имеет близкий возраст. В Апеннинах она дотитонская, в Динаридах или дотитонская (южная часть Субпелагонийской зоны), или доальбская (зона Сербии), или дооксфордская (Вардарская зона).

Во всем этом вряд ли приходится сомневаться, но одно положение, зашифрованное в настоящее время не только многими французскими геологами (Обуэн, 1965; Aubouin e. a., 1970; Brunp, Mercier, 1971), но и югославскими (Чирич, 1966, 1967), по-моему не является аксиомой. Речь идет о тектоническом положении офиолитового комплекса в мезозойской структуре внутренних Динарид. По мнению подавляющего большинства

¹ Некоторые исследователи (Brunp, Mercier, 1971) считают, что эти движения являются как бы заключительным этапом раннемеловой складчатости.



Фиг. 57. Геологические профили через тектоническое окно Олимпа (по Godfriaux, 1967—1968)

- 1 — четвертичные отложения; аллохтон;
- 2 — ультрабазиты,
- 3 — мраморы,
- 4 — тектонические брекчин,
- 5 — сланцы, гнейсы; автохтон;
- 6 — эоценовый флиш,
- 7 — известняки и доломиты (мел — нижний эоцен),
- 8 — доломиты и доломитизированные известняки (юра?),
- 9 — известняки и доломиты (верхний триас);
- 10 — поверхность шарьяжа;
- 11 — надвиги;
- 12 — сбросы

цитируемых геологов, как внешние, так и внутренние Динариды возникли на герцинском основании в результате неравномерного прогибания этого палеозойского фундамента. При этом офиолитовая серия пород в виде гигантских эффузий излилась на дно моря в зонах сочленения их с крупными внутригеосинклинальными поднятиями (Пелагонийским и Сербско-Македонским). Однако анализ первичного фактического материала может привести нас и к другому выводу. Первый круг вопросов связан с первичным тектоническим положением полного разреза офиолитового комплекса. Единственный такой разрез подробно был описан нами ранее — это массив Вуринос. Тектоническая природа его нижнего контакта вряд ли подлежит сомнению. Во всех остальных местах первичные взаимоотношения пород офиолитовой серии настолько нарушены, что ничего связного по этому поводу сказать нельзя. Поэтому мы ничего не можем сказать и о тех породах, которые некогда должны были бы подстилать офиолитовый разрез.

Много сомнений вызывает и трактовка первичного структурного положения Пелагонийского массива. В настоящее время это огромная аллохтонная пластина (фиг. 57), в центре которой в тектоническом окне (около Олимпа) вскрыты карбонатные отложения мезозоя (Godfriaux, 1967—1968). Амплитуда его перемещения только в послеоценовое время составила 150 км. Нет никакого сомнения, что Пелагонийский массив является частью древнего Родопского массива. Об этом, в частности, свидетельствует его разрез докембрия, вполне идентичный таковому Родопа (Кожухаров, 1967). Поэтому можно предполагать, как это делает Ж. Деркур (Dercourt, 1970), что Пелагонийский массив и его продолжение на территории Югославии (зона Голья; Aubouin *et al.*, 1970) не внутригеосинклинальное поднятие («хребет»), а аллохтонная пластина. Она была надвинута на внутренние Динариды во время одной из фаз складчатостей (скорее всего в начале нижнего мела, как это считает Ж. Деркур и как свидетельствует перекрытие пластины верхнемеловым флишем).

Ввиду того, что тектонический покров офиолитов Субпелагонийской зоны подстилает шарьяж Пелагонийской зоны, можно предположить, что в юрское время область, характеризовавшаяся наличием офиолито-

вого разреза, располагалась северо-восточнее современных выходов офиолитов Субпелагонийской зоны. Наличие высокотемпературных амфиболитов и габбро-амфиболитов (Pamić, 1964, 1971; Bulle, Rollet, 1970), тесно переплетающихся в пространстве с ультраосновными породами и габбро, может говорить о том, что эти породы представляют собой древнее основание (океанический фундамент?), обнажившееся перед моментом формирования «диабаз-радиоляритовой формации». Тогда необходимо предположить наличие еще одной палеотектонической (изопической) зоны, в настоящее время перекрытой шарьяжем Пелагонийского и Сербско-Македонского массивов. В этом отношении мы следуем за Ж. Деркуром (Dercourt, 1970), выделившим в Эллинидах зону Среднего хребта Тетиса, которая в юрское время характеризовалась океаническим типом строения земной коры. По мнению Ж. Деркура, с востока эта область ограничивалась зоной пелагических осадков, аналогичной зоне Пинда. В настоящее время она перекрыта покровом Сербско-Македонского массива. Наличие обломков радиоляритов в верхнеюрских отложениях Вардарской зоны, по мнению Ж. Деркура (Dercourt, 1970), прямо указывает на размыв этой некогда абиссальной области.

На мой взгляд, такая точка зрения вполне правомочна и подтверждается существованием очень своеобразных разрезов «диабаз-радиоляритовой формации» в зоне Сербии (см. выше), которые могут быть истолкованы как разрезы олистостромы. Наличие в них многочисленных обломков офиолитового комплекса и метаморфических сланцев может свидетельствовать о размыве поднятий, находившихся на востоке, или о движении в западном направлении крупных тектонических покровов.

И, наконец, последнее. Как показал Ж. Мерсье, чешуи Вардарской зоны, надвинутые на метаморфизованные породы Пелагонийского массива, повсеместно отделены от него зоной серпентинитового меланжа (Mercier, 1966b; Brunn, Mercier, 1971). Кроме того, отдельные останцы и «примазки» серпентинитов встречены и внутри Пелагонийского массива, располагаясь в самой верхней части его стратиграфического разреза (ниже сеномана). Повсеместно в основании этих серпентинитов наблюдаются плотные черные кварц-полевошпатовые сланцы, содержащие стильномелан, тремолит и актинолит. Все это, возможно, показывает, что Пелагонийский массив некогда перекрывался ныне эродированными тектоническими покровами. Время его становления устанавливается по перекрытию серпентинитов сеноманскими отложениями.

ТУРЦИЯ, СИРИЯ, КИПР

Территория Турции является как бы связующим звеном между складчатыми системами Греции и Ирана, разница в геологическом строении которых в целом весьма отчетлива. В то же время эта часть Альпийского складчатого пояса изучена гораздо хуже, чем области, описанные ранее. Недостаток геологических фактов, зачастую неправильная их интерпретация долгие десятилетия давали простор геологическим гипотезам, каждая из которых подкреплялась очень небольшим геологическим материалом. Все же в целом представлялось ясным, что внутри Турции выделяются три крупные протяженные тектонические зоны. Северная из них — складчатая система Понтид — обладает герцинским складчатым фундаментом, в центральной — зоне Анатолид — присутствуют крупные массы докембрийских кристаллических пород, со всех сторон окруженные интенсивно дислоцированными породами мезозойского и кайнозойского возраста. На юге располагается зона Тавра — область, где также присутствуют метаморфические комплексы (часть из которых имеет палеозойский возраст) и широко распространены карбонатные комплексы палеозоя и офиолитовая серия мезо-кайнозоя.

Тектоническое положение и возраст пород офиолитовой серии, которые широко распространены на территории Турции в области, расположенной в основном к югу от складчатой системы Понта, являются предметом оживленной дискуссии. По этому вопросу, особенно при обсуждении возраста ультраосновных пород, были высказаны самые различные суждения. Одни исследователи считают его докембрийским (Petraschek, 1959), другие — палеозойским (Hiessleitner, 1952; Helke, 1962; Kaaden, 1963; и др.), третьи (подавляющее большинство исследователей) — мезозойским, четвертые — палеогеновым (Altinli, 1966).

Последние 5—7 лет территории Турции планомерно изучали французские и итальянские геологи. Эти исследования коренным образом изменили многие сложившиеся представления о геологическом строении страны.

Нас в первую очередь интересуют данные о возрасте и тектоническом положении пород офиолитовой формации. Новые материалы однозначно указывают на доверхнемеловой возраст вулканогенно-осадочной толщи офиолитового комплекса и на почти повсеместно аллохтонные положения пород офиолитовой серии. В последнем случае эти образования слагают или протяженные покровные пластины, корни которых никому не известны, или же находятся в переотложенном состоянии в виде огромных олистолитов внутри олистостромовых толщ. Проиллюстрируем сказанное примерами по северной части Анатолид и западной части складчатой системы Тавра.

Северная часть Анатолии

В северной части этой структуры, в области ее сочленения со складчатой системой Понта, выделяемой В. Е. Хаиным под названием Измир-Анкарской зоны, офиолитовые образования распространены очень широко. Здесь они входят в состав меланжа, полоса развития которого «...приурочена к интенсивно деформированной полосе Главного Северо-анатолийского разлома» (Хаин, 1968, стр. 13). Внутри этой полосы в виде тектонических линз, блоков и чешуй обнажаются кристаллические сланцы, хлорит-серицитовые сланцы, серпентиниты, габбро, амфиболовые диориты, туфы и туффиты, грубые серпентинитовые брекчии, известняки, мергели и флиш с глыбами рифовых известняков (Pavoni, 1961).

В этой области турецкими геологами выделяются сложно построенные офиолитовые комплексы разного возраста. Вот как, например, выглядят описания офиолитов в районе Эрзерума. Здесь И. Алтынли (Altinli, 1966) выделяет офиолиты двух возрастов — мезозойские и верхнемеловые — палеоценовые.

Мезозойские офиолитовые серии сложены серыми и белыми кристаллическими известняками и яшмами, ассоциирующими с серпентинитами и габброидами. Обычно известняки и радиоляриты располагаются в виде линз внутри серпентинитов. По мнению И. Алтынли, такая картина объясняется магматическим внедрением ультрабазитов в геосинклинальные осадки. Возраст офиолитов — юра — верхний мел, поскольку эти породы перекрываются палеогеновыми породами. Странным выглядит описание офиолитовой серии верхнего мела — палеоцена, где внутри этого комплекса описаны серпентиниты, известняки, радиоляриты, флиш с обломками известняков пермского и мезозойского возраста (наиболее многочисленны обломки верхнемеловых известняков). Во флише встречаются также валуны известняков палеоцена и блоки (по 30—50 м в диаметре) серых гранитов. Здесь же найдены многочисленные обломки пород офиолитовой серии. Создается впечатление, что эта «офиолитовая серия» представляет собой образование типа олистостромы, возраст которой, вероятнее всего, верхний мел — палеоцен.

В последние годы в Измиро-Анкарской зоне (от Смирны на западе до Эрзерума на востоке) проводили работы итальянские геологи, осуществившие внутри нее ряд пересечений. Как мне кажется, их работы внесли достаточную ясность в проблему возраста офиолитов этой области.

Начнем рассмотрение Измиро-Анкарской зоны с района Анкары, где в 1953 г. Э. Бейли и В. Мак-Колином (Bailey, McCallien, 1951—1953) была выделена такая специфическая формация, как «анкарский меланж». Напомним, что, по мнению названных авторов, «анкарский меланж» возник в результате интенсивной тектонической переработки разного типа пород (в том числе и офиолитов, возраст которых по Э. Бейли и В. Мак-Колину триас — юра), вызванной надвиганием аллохтонной пластины кристаллических масс (в том числе массивов Киршехир и Мендерес).

Исследования М. Боккалетти, В. Бортолотти и М. Сагри (Boccaletti, Bortolotti, Sagri, 19666) в общем подтвердили выводы упомянутых авторов. В то же время ими были внесены и существенные уточнения в понимание того комплекса отложений, который в настоящее время известен под названием «анкарского меланжа». В районе г. Анкары выделяется два типа меланжа, первый из которых может быть назван меланжем с известняковыми блоками, второй — меланжем с офиолитовыми блоками.

Меланж с известняковыми блоками состоит из крупных известняковых массивов, погруженных в хаотически перемешанный цемент, сложенный граувакками, мелкими обломками известняков и породами офиолитовой серии. Во включениях меланжа преобладают известняки. Это в разной степени метаморфизованные породы, величина отдельных блоков которых колеблется от 1 м до нескольких километров. В одном из таких блоков найдены фузулиниды пермского возраста. Э. Бейли и В. Мак-Колин указывают на находки фауны (списков не приводится), позволяющие датировать возраст отдельных блоков как карбон — нижняя пермь, нижняя, средняя и верхняя пермь (Bailey, McCallien, 1951—1953). Помимо карбонатных блоков этот тип меланжа содержит включения граувакк, богатых обломками полевого шпата и мусковита, а также подушечных лав, среди которых есть прослои известняков и вулканогенных агломератов. В известняках найдена плохой сохранности фауна скорее всего триасового возраста (Boccaletti, Bortolotti, Sagri, 19666).

Меланж с офиолитовыми блоками состоит главным образом из крупных глыб пород офиолитовой ассоциации, олистостромы, флиша и известняков, погруженных в рассланцованный и передробленный серпентинитовый цемент. Таким образом, по крайней мере часть «анкарского меланжа» — это типичный серпентинитовый меланж, как он понимается в настоящей работе.

Во включениях в меланже преобладают блоки пород офиолитовой серии. Это серпентиниты, величина отдельных блоков которых достигает 50—60 м. На краях этих блоков отчетливо видны зеркала скольжения. Помимо серпентинитов встречаются блоки габброидов и диабазов, часть которых обладает подушечной текстурой. Вулканогенные породы содержат прослои осадочных образований — известняков, яшм и др.

В разных блоках, в известняках, прослаивающих подушечные лавы, была собрана плохой сохранности микрофауна, свидетельствующая о следующем возрасте вмещающих их пород: нижнеюрском (*Frondicularia* cf. *woodwardi* Howch., *Lenticula*), ниже-среднеюрском (*Nodosaria*, *Lenticulina*, *Frondicularia*, *Dentalina*), верхнеюрском (?) (*Sassocoma*, *Lenticulina*, *Pseudosassocoma*) и нижнемеловом (доальбском) (*Dictyononcus* sp., *Textularia*, *Lenticulina*, мелкие глобигерины и обломки орбитолин).

Помимо офиолитовых блоков в серпентинитовом меланже имеются включения терригенных пород. Это блоки олистостромы, содержащие обломки офиолитов и известняков с микрофауной неокома и нижнего мела (*Globigerina infracretacea* d'Orbigny).

В некоторых блоках в прослоях известняков, прослаивающих олистострому, встречена микрофауна верхнемелового возраста. Кроме этих грубообломочных образований в меланже содержатся блоки песчано-аргиллитового флиша, в котором встречены прослои известняков. В терригенных отложениях преобладают обломки пород офиолитовой ассоциации, а в известняках найдена фауна неокома (*Stomiosphaera mollucana* Wahpen, кальпионеллы и тинтиниды) и альба (глобигерины, преглоботрунканы и др.).

Кроме описанных обломков в меланж включены блоки карбонатных пород. В мергелях найдена микрофауна неокома, в микритовых известняках — апта-сеномана (?), в тонких кремнистых известняках — фауна сеномана-туруна.

Таким образом, «анкарский меланж» представляет собой сложное полифациальное образование, включающее не только продукты дробления офиолитового комплекса, но и толщи, возникшие в результате его размыва и разрушения. Если возраст эффузивно-осадочной серии офиолитовой ассоциации заведомо юрский (может быть и низы неокома), то время окончательной стадии формирования «анкарского меланжа» послетуронское.

Именно в это время в его состав оказались включены альбтуронские терригенные толщи (олистострома и флиш), возникшие в результате разрушения офиолитовых комплексов, а также глыбы верхнемеловых известняков.

При исследованиях, проведенных в полосе от Смирны на западе до Эрзерума на востоке (Bortolotti, Sagri, 1968), было выяснено, что на всем этом протяжении вулканогенно-осадочная толща имеет возраст от юры до неокома включительно. Так, к северо-западу от Йозгата в линзах розовых известняков среди подушечных лав найдена фауна аммонитов, пластинчатожаберных и тинтинид, подтверждающая верхнеюрский возраст вмещающих пород. К северу от Аладжи в известняках, прослаивающихся с красными яшмами, найдена верхнеюрская фауна (*Nodosaria*, *Lingulina*, *Fronicularia*, *Lenticulina*). К северу от Тосби в таких же породах обнаружены окаменелости самых низов мела. К востоку от Эрзерума в прослоях мергелей среди шаровых лав и массивных диабазов обнаружена богатая микрофауна (*Gavelinella*, *Praeglobo truncana*) аптского яруса. Таким образом, на всем этом протяжении возраст вулканогенно-осадочной серии датируется юрой и нижним мелом (до апта включительно).

В. Бортолотти и М. Сагри (Bortolotti, Sagri, 1968) подчеркивают, что этот возраст ничего не говорит нам о времени образования серпентинитов и габбро, поскольку никаких переходов от этих пород к диабазам не обнаружено.

По мнению В. Бортолотти и М. Сагри (Bortolotti, Sagri, 1968), все выходы офиолитового комплекса в северной части Анатолид (от Смирны на западе до Эрзерума на востоке) могут быть сгруппированы в четыре группы. К первой из них относятся крупные массивы серпентинитов, располагающиеся скорее всего в автохтоне (например, серпентинитовый массив района г. Эрзинджана). Эти массивы обычно занимают наиболее южное положение в рассматриваемой зоне. С севера они обрамляются полосой меланжа, где те же серпентиниты совместно с другими породами офиолитовой ассоциации и блоками карбонатных и метаморфических пород тектонически перемешаны. Еще севернее располагается полоса верхнемеловой олистостромы с обломками офиолитов, затем зона развития верхнемелового флиша.

Интересно отметить, что в пределах складчатой системы Понта флишевые толщи, содержащие обломки пород офиолитового комплекса, как и в Динаридах, появляются уже в верхней юре (Voccaletti, Bortolotti, Sagri, 1966a).

Наиболее полное представление о строении «автохтонных» серпентинитовых массивов северной части Анатолид можно получить при рассмотрении массива Михалыччик, детально изученного Э. Когулу (Cogulu, 1967). Массив сложен главным образом серпентинитами, образовавшимися по дунитам, перидотитам (большой частью верлитам) и пироксенитам. Вмещающие массив породы представлены различными метаморфическими образованиями, сформировавшимися по диабазам, диабазовым туфам, грауваккам, радиоляритам и известнякам. Массив серпентинизированных ультраосновных пород окружен каймой рассланцованных и перемятых серпентинитов, отделяющих ультрабазиты от вмещающих пород. Внутри серпентинитов содержатся многочисленные тектонические отторженцы гиперстеновых, диаллаговых и оливиновых габбро, а также габбро-диоритов и эклогитов.

Массив рассечен серией диабазовых даек, в настоящее время будинированных и раздробленных. В зонах интенсивного рассланцевания и серпентинизации эти породы превращены в родингиты. Родингитизации подвергнуты и некоторые отторженцы габбро. Микроскопическим исследованием родингитов установлена первичная магматическая природа диабазовых тел (наличие закалки в краях). Это явление полностью отсутствует в габбро, в связи с чем происхождение этих пород остается неясным (Cogulu, Vuagnat, 1965). Внутри массива в отдельных блоках, заключенных в серпентиниты, можно видеть, как дуниты, верлиты, гарцбургиты и пироксениты через зону переслаивания переходят в габброидные породы. Направление полосчатости в зоне переслаивания довольно постоянно и направлено с северо-запада на юго-восток. В то же время оси складок во вмещающих породах простираются с юго-запада на северо-восток (Cogulu, 1967).

Породы, вмещающие серпентиниты, претерпели сложную историю метаморфизма. Вулканогенно-осадочный комплекс подвергся интенсивному динамометаморфизму, в результате которого в нем возникли минеральные ассоциации, характерные для фации голубых сланцев (глаукофан, пумпеллит и др.). Затем эти породы подверглись метаморфизму в условиях фации зеленых сланцев.

Помимо перечисленных метаморфических пород в контакте с ультрабазитами находятся и графитовые сланцы, претерпевшие три фазы метаморфизма. В них устанавливается этап регионального метаморфизма, предшествовавшего упомянутым двум фазам. Это, по всей видимости, палеозойские образования.

Время первичного становления массива Михалыччик, по мнению Э. Когулу, палеозойское, о чем, в частности, свидетельствуют определения калий-аргоновым методом возраста пироксенитов — 306 ± 40 млн. лет (Cogulu, 1967). Однако не исключено (как считает Э. Когулу), что эти цифры значительно омоложены. Этап становления массива в современной структуре связан с молодыми движениями конца мела — начала палеогена. Именно в этот момент произошло его внедрение в твердом состоянии в породы вулканогенно-осадочной серии мезозойского возраста, возраст метаморфизма которой, полученный калий-аргоновым методом, равен 65 ± 2 и 82 ± 2 млн. лет (Cogulu, Krummenacher, 1967).

Западный и Ликийский Тавр

Новые данные, полученные в последнее время группой французских геологов, работавших в пределах Западного и Ликийского Тавра, настолько изменяют сложившиеся представления о геологическом строе-

Фиг. 58. Тектоническая схема Западного Тавра (по Brunn, Mercier, 1971)

Молодые образования:

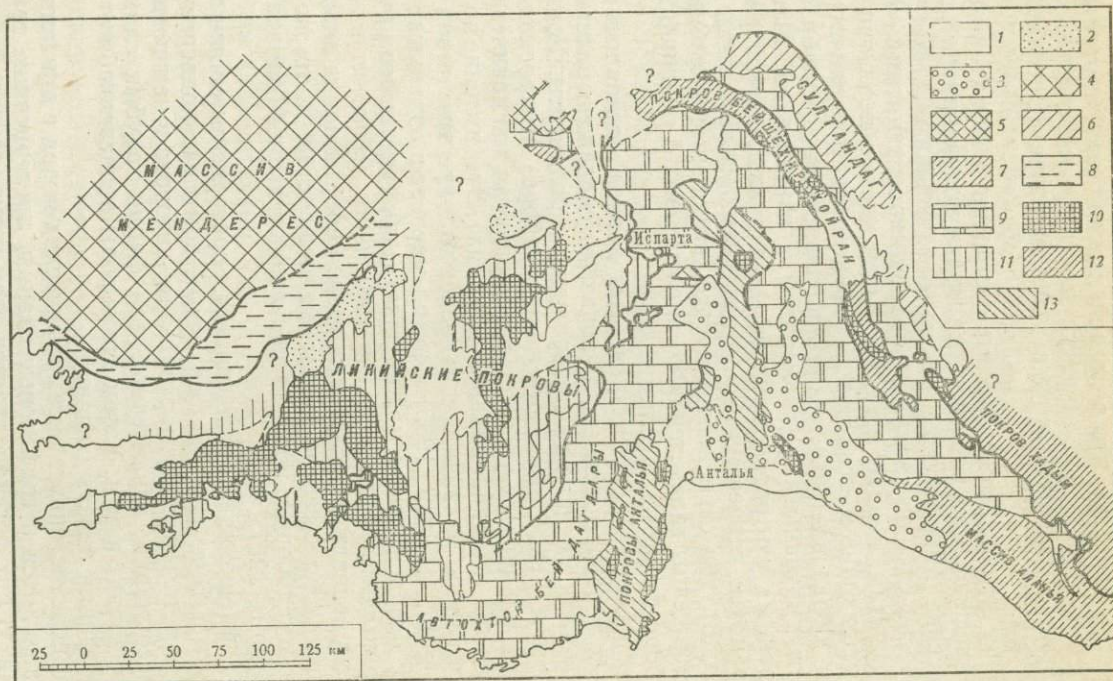
- 1 — плиоцен-четвертичные,
- 2 — олигоцен-миоцен жёлоба Таваш,
- 3 — миоцен Анталы. Автохтон:

древние массивы:

- 4 — массив Мендерес,
 - 5 — сланцы и порфиroidы Хома,
 - 6 — Султандаг,
 - 7 — массив Аланья;
- осадочная оболочка:
- 8 — метаморфические породы Мендереса,
 - 9 — осадочные породы Султандага и промежуточный автохтон (вместе с терригенными отложениями).

Аллохтон:

- 10 — перидогиты в аллохтонах различного типа.
- «Внутренний» аллохтон:
- 11 — ликийские покровы,
- 12 — покровы Западного Тавра (s. l.).
- «Внешний» аллохтон:
- 13 — покровы Анталы



нии юго-западной Турции, что я считаю необходимым изложить их довольно подробно¹.

На территории юго-западной Турции выделяются два крупных структурных комплекса: автохтонный и аллохтонный (Вгипп е. а., 1970). Аллохтон в свою очередь расчленяется на три группы покровов — Ликийский Тавр, Западный Тавр и Анталья (фиг. 58).

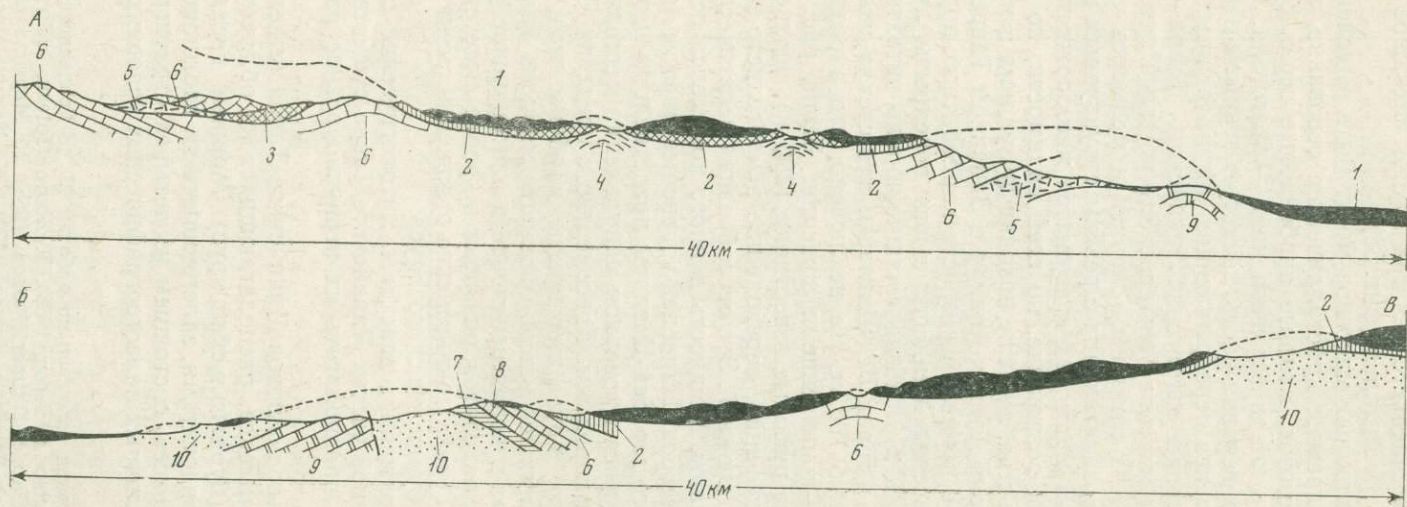
В целом внутри автохтонных массивов могут быть выделены четыре главные группы пород: древнее кристаллическое основание, трансгрессивные слои нижнего мезозоя, мощные карбонатные серии среднего и верхнего мезозоя и флиш конца верхнего мела — палеогена. Автохтонные разрезы, особенно их верхняя часть, зачастую вскрыты в тектонических окнах из-под комплекса перекрывающих их шарьяжных пластин.

Наиболее древние породы автохтона Ликийского Тавра — очковые гнейсы — вскрыты в ядре массива Мендерес. Это крупный купол, обрамленный с юга оболочкой из слюдяных сланцев и мраморов суммарной мощностью около 2000 м, залегающих с резким структурным несогласием на очковых гнейсах. В мраморах содержатся месторождения корунда, наждака и диаспора, возникшие, по всей видимости, по горизонту бокситов. Это обстоятельство, а также находки фузулинид в мраморизованных известняках района Аланья-Анамур в Западном Тавре, позволяют говорить, возможно, о пермском возрасте карбонатных пород. Метаморфические породы массива Мендерес с юга перекрыты ликийскими покровами (Graciansky, 1972), и вышележащие породы автохтона вскрыты лишь на юго-востоке в горах Бей-Даглары. Это светло-серые известняки сеномана мощностью 700 м. Не исключено, что в разрезе могут присутствовать и турон-коньякские отложения. Выше располагаются сантонские и кампанские рифовые известняки (300 м), верхнесенонские известняки предрифовых фаций, переходящие в мергелисто-известняковые породы с прослоями кремней. Это своеобразная пелагическая фация, содержащая глоботрунканы. Мощность данного комплекса осадков всего несколько десятков метров. Палеоцен-эоценовые породы (не моложе лютетского яруса) на юге гор Бей-Даглары представлены известняками (400—500 м), сменяющимися в северном направлении мергелями (50 м) и песчано-мергелистыми породами. Повсеместно в пределах Ликийского Тавра породы лютетского яруса перекрыты карбонатными породами (мергели, известняки) нижней части нижнего миоцена (аквитанский ярус). Наличие перерыва в верхнеэоценовое и олигоценовое время подтверждается и наличием латеритов, развитых в кровле лютетских известняков. Местами (район Гёчека) аквитанские отложения сменяются обломочными отложениями бурдигальского яруса.

Выше залегают аллохтонные пластины, литологические серии которых в западной и восточной частях Ликийского Тавра существенно отличаются, что заставляет предполагать их первично разное палеогеографическое положение.

Среди серии западных покровов Ликийского Тавра выделяются два крупных покровных комплекса, располагающихся на обломочных породах нижнего миоцена (бурдигальский ярус). Мощный верхний покров повсеместно сложен перидотитами, залегающими на сложнопостроенном «промежуточном комплексе», состоящем из четырех стратиграфических серий, возникших в различных палеогеографических условиях (фиг. 59).

¹ Описание юго-западной Турции изложено по работам П. де Грациански (Graciansky, 1967, 1968, 1972), А. Пуассона (Poisson, 1968), Т. Жюто (Juteau, 1968), М. Гутника, К. Дитмара и О. Моно (Gutnic, Dittmar, Monod, 1968), К. Мартина (Martin, 1969), С. Герен-Франиатта (Guerin-Franiatte, Juteau, 1970), Ж. Марсу (Marcoux, 1970) и Р. Лефевра (Lefevre, Marcoux, 1970). Недавно все работы, посвященные отдельным региональным вопросам, были сведены воедино (Вгипп е. а., 1970). При описании тектонического строения юго-западной Турции я буду целиком опираться на эти работы, прибегая к ссылкам лишь в редких случаях.



Фиг. 59. Профиль через Ликийский Тавр, между городами Фетхие и Кейджегиз (по Graciansky, 1967, схематизировано)

- | | | |
|------------------|--------------------------------------|--|
| 1 — перидотиты; | 5 — доломиты (T_3); | 8 — доломиты (J_1); |
| 2 — диабазы; | 6 — известняки (J_2 — Cr_2cm); | 9 — известняки — автохтон (Cr_2cm — Mc_1); |
| 3 — амфиболиты; | 7 — известняки с фузулинидами (P); | 10 — флиш (Mc_{1-2}); |
| 4 — радиоляриты; | | |

Эти серии «...теперь тектонически сближены и перемешаны в хаосе чешуй, подстилающих перидотиты» (Вгипп е. а., 1970, стр. 544).

Ниже мы вернемся к описанию верхнего перидотитового покрова, а сейчас остановимся на описании «промежуточного комплекса» чешуй, внутри которого выделяются следующие серии пород, формирующие самостоятельные чешуи (снизу вверх в стратиграфической последовательности).

Серия Карадаг (карбон — триас): в основании известняки башкирского и московского ярусов, с подчиненным количеством песчаников, на которых с перерывом располагаются мелководные известняки нижней и верхней перми, перекрывающиеся косослоистыми кварцитами нижнего триаса и карбонатными породами (доломитами и известняками) ладинского яруса.

Серия Хатиджанадаг, Кёйджегиз и Теке-Дере (пермь — палеоцен): доломиты и известняки верхней перми, в верхней части разреза которых аркозы иногда переслаиваются с подушечными лавами (серия Теке-Дере). На неровной поверхности верхнепермских известняков с карманообразными залежами бокситов располагаются красные аркозы, с географическим несогласием перекрывающие часть разреза верхней перми. К триасу относятся темные доломиты, мощность которых увеличивается в северо-западном направлении (до 300 м), где они содержат фауну анизийского и ладинского ярусов. Нижнеюрские отложения представлены известняками и доломитами средней и верхней юры. Нижний мел и сенман сложены главным образом микрокристаллическими известняками, содержащими пелагическую фауну. Туронские отложения представлены известняками, в которых содержатся обломки радиоляритов, долеритов, биотита, хлорита и кварца. Еще выше располагается сенонский флиш, верхняя граница которого, возможно, заходит в палеоцен. Верхняя часть этого флиша представлена настоящей олистостромой с огромными блоками, в которых имеются все подстилающие олистострому породы. Наиболее молодые блоки палеоцен-нижнеэоценовые.

Покров «диабазов» всегда залегает на олистостромовой серии. Это типичный меланж, сопоставимый с «анкарским меланжем» и «цветным меланжем» (Вгипп е. а., 1970). Он состоит главным образом из различных вулканогенных пород основного состава, иногда с подушечной текстурой, красных радиоляритов, блоков пермских известняков, доломитов триаса, амфиболитов, розовых полосчатых известняков, переслаивающихся с радиоляритами, возраст которых датируется от сенона до палеоцена. Эти породы в большом беспорядке пронизаны серпентинитами.

Чешуи кристаллических пород представлены гнейсами и слюдяными сланцами с биотитом и гранитом, кварцитами с пьмонтитом, а также амфиболитами. Чешуи этих пород всегда располагаются в основании покрова перидотитов и являются как бы «экраном», отделяющим ультрабазиты от покрова «диабазов».

Нижняя пластина восточных покровов Ликийского Тавра сложена лютетским флишем, располагающимся на автохтонных породах бурдигальского яруса. Нижняя часть аллохтонной толщи сложена типичным флишем (550 м), а верхняя — ритмичным переслаиванием мергелей и песчаников (300 м). Выше располагается пластина, сложенная перидотитами. Их мощность невелика, и распространены они несовместно. Еще выше находится относительно мощная известняковая серия, внутри которой в отдельных шарьяжных пластинах выделяются три комплекса пород.

Комплекс Гумушлу слагает нижнюю пластину и в основании сложен известняками и радиоляритами с остатками растений (триас?). Выше располагаются известняки типа аммонитико-россо (нижняя юра), сменяющиеся основными подушечными лавами с прослоями оолитовых из-

вестняков. В последних найдена фауна средней юры — низов верхней юры. Венчается разрез тонкослоистыми известняками с глоботрунканами маастрихта.

Комплекс Домушдаг находится тектонически выше. В его нижней части залегают известняки, иногда брекчированные, с фауной триаса. Выше — розовые массивные известняки с фауной нижней юры. Эти породы перекрыты розовыми известняками с кальпионеллами берриаса.

Комплекс Йелеме расположен среди нижних чешуй восточных покровов Ликийского Тавра. В его основании находятся мергели и песчаники маастрихтского яруса, содержащие линзы конгломератов с обломками диабазов, габбро и различных известняков. Эти породы сменяются тонкозернистыми известняками с глоботрунканами сенона, покровами основных лав, известковистыми песчаниками и конгломератами. Возраст последних палеоценовый.

Сопоставление разрезов западного и восточного покровов Ликийского Тавра показывает их существенную разницу. В то же время они располагаются на общем автохтоне. Можно представить, что эти покровы возникли в двух палеогеографических областях. Одна из них — внутренняя, породившая покров перидотитов и «покров диабазов» в западных покровах. Вторая область — внешняя. Ее породы широко представлены в западных покровах и имеются в обломках лютетского флиша в восточных покровах. Столь большая разница в составе восточных и западных покровов, с одной стороны, общий автохтон и структурное единство — с другой, заставляют предполагать, что первая фаза становления покровов связана с домиоценовым временем. Именно в это время произошло их пространственное объединение. Во время второй фазы становления покровов (после бурдигала) эти разные литологические комплексы представляли собой уже единый структурный комплекс, имеющий общие границы и перекрывающий единый автохтон (Вгрупп е. а., 1970).

Метаморфические комплексы, слагающие автохтон Западного Тавра, вскрыты всего лишь в двух районах. На юге это слюдяные сланцы, сланцы с гранатом и серицитовые сланцы с редкими прослоями кварцитов. На них залегают мощная толща мраморизованных известняков (1000 м), возможно, пермского возраста (найденны фузулиниды). Здесь, как и в массиве Мендерес, найдены бокситы с диаспором, корундом и хлоритом, что также свидетельствует в пользу пермского возраста мраморов. В районе г. Сандыклы, к западу от оз. Эгридир, вскрыты порфиroidы (их видимая мощность 550 м), образовавшиеся по риолитам. В хр. Султандаг наиболее древние породы представлены сланцами и кварцитами (район оз. Сейдшехир), выше которых (непосредственный контакт не вскрыт) располагаются породы формации Чалтепе, начинающиеся с пачки доломитов (50 м) и перекрывающих их черных кристаллических известняков (40 м). Эти породы содержат фауну, переходную от нижнего кембрия к среднему. Еще выше располагаются красные нодулярные известняки (40 м) с фауной среднего кембрия.

На этих породах согласно залегают породы формации Сейдшехир, представленные частым переслаиванием кварцитов и аргиллито-песчанистых сланцев. Среди них встречена фауна аренига. В районе оз. Сейдшехир ордовикские образования перекрыты серией осадочных пород, нижняя часть которых (средний триас — нижняя юра) состоит из карбонатно-терригенных пород, а верхняя (средняя юра — эоцен) — только из карбонатных образований. В этом разрезе анизийский ярус представлен 30-метровой пачкой конгломератов, залегающей несогласно на ордовикских сланцах.

Выше следуют черные и темно-серые известняки и битуминозные сланцы ладинского яруса (200 м), перекрытые рифогенными известняками карнийского яруса (20—30 м). Отложения норийского яруса и ниж-

него отдела юры представлены переслаиванием песчанистых мергелей и известковистых песчаников с остатками растений (формация Сарпиар-Дере). Выше следуют черные, иногда доломитизированные известняки средней юры (400 м), плитчатые мергелистые известняки верхней юры (200 м), водорослевые известняки нижнего мела (около 1000 м), которые венчаются горизонтом бокситов.

На большую часть верхнего мела падает перерыв, а верхнесенонские отложения, мощность которых около 300 м, представлены то пелагическими, то рифогенными известняками. Палеоценовые и эоценовые известняки отделены от верхнесенонских отложений горизонтом бокситов. Венчается разрез верхнеэоценовым песчано-мергелистым флишем. Эти автохтонные породы образуют серию пологих надвигов, в которых в надвинутой пластине разрез осадочных отложений иногда перевернут (Martin, 1969). Подобного типа автохтонные осадочные разрезы прослеживаются вдоль всего Западного Тавра. Иногда они не столь полны (например, в Султандаге трансгрессирующая серия начинается с известняков верхней юры), иногда в них, особенно в нижней части разреза, наблюдается замещение карбонатных пород терригенными или наоборот, но повсеместно это платформенного типа отложения умеренной мощности.

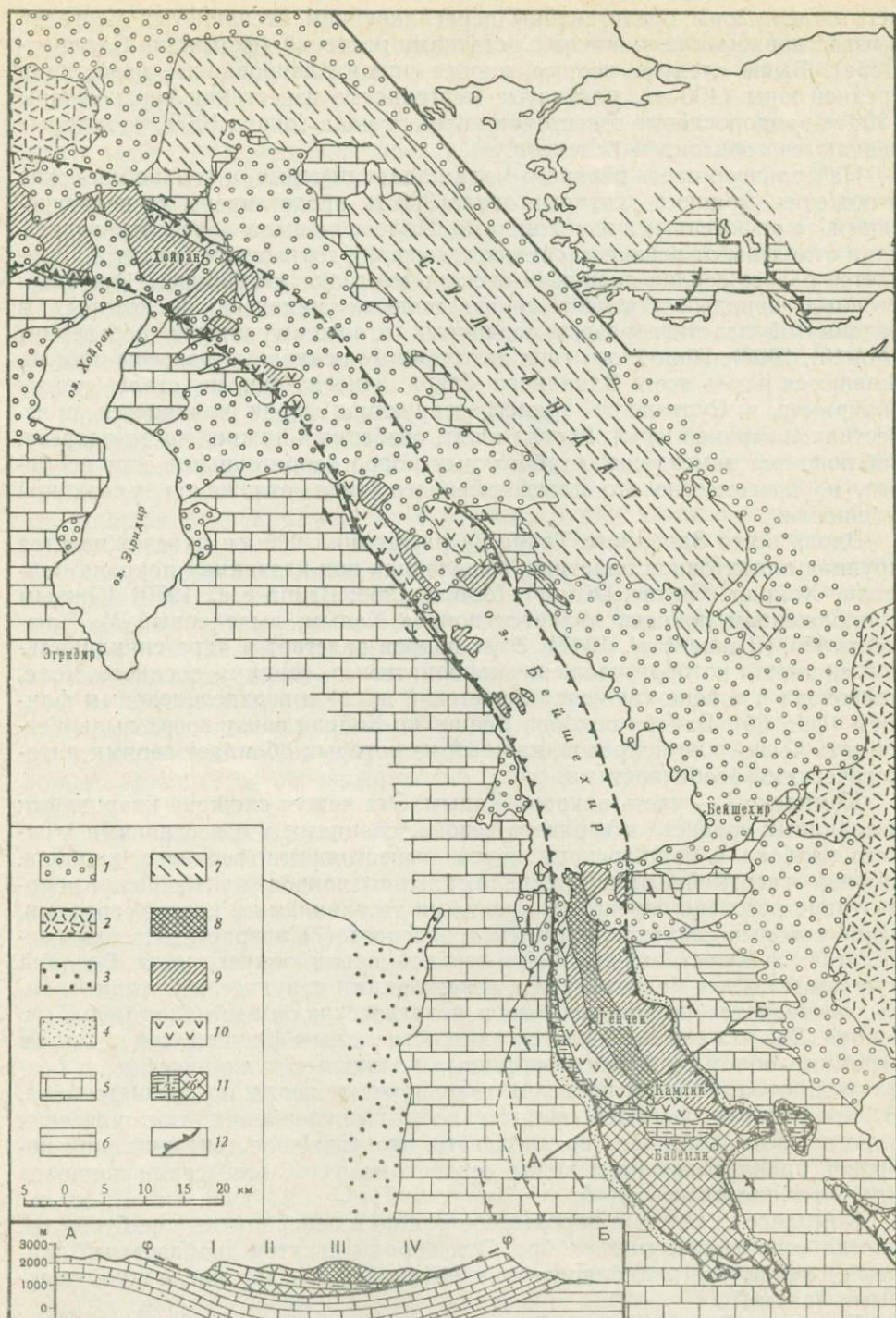
Вдоль всего Западного Тавра на расстоянии 200 км прослеживается крупная аллохтонная пластина, выделенная под названием покрыва Бейшехир-Хойран (Gutnic, Dittmar, Monod, 1968; Grunn e. a., 1970). Южным продолжением покрыва является покров Хадым, выделенный М. Блюменталем (Blumenthal, 1947). Этот покров залегает в ядре синклиналиной складки, которая сложена карбонатными сериями верхнего мела, палеоцена и эоцена (включая лютетский ярус) и верхнеэоценовым флишем (фиг. 60). Внутри покрыва Бейшехир-Хойран снизу вверх выделяется пять чешуй или покровов, каждый из которых обладает своими литологическими особенностями.

Комплекс 1 — часть покрыва Хадым. Эта чешуя сложена кварцитами и сланцами среднего и верхнего девона, сланцами и известняками нижнего карбона и башкирского яруса, известняками верхнего карбона, нижней и верхней перми. В пределах нижнего покрыва палеозойские породы трансгрессивно перекрыты красными песчаниками и конгломератами, выше которых следуют доломиты триасового (?) возраста. На них полагаются известняки средней и верхней юры и нижнего мела. Верхний мел представлен мелководными известняками с рудистами, выше которых выделяется несколько метров пелагических известняков верхнего сенона. Вся эта серия венчается олистостромовым флишем, содержащим огромные обломки, блоки и «клиппы» различных вулканических и осадочных пород. Возраст последних варьирует от перми до верхнего мела. В олистолитах имеются породы всех вышележащих тектонических пластин. Это заставляет предполагать, что движение тектонических покровов началось в самом конце верхнего мела. К этой серии покровов относятся комплексы 2—5.

Комплекс 2: зеленые породы, состоящие в основном из гарцбургитов, иногда сопровождаемых габбро. Эти породы секутся диабазовыми дайками и венчаются радиоляритами и эффузивами (в том числе и подушечными лавами).

Комплекс 3: известняки Генчека — массивные перекристаллизованные известняки и доломиты, возможно, триасового возраста.

Комплекс 4: комплекс Хуглу, включающий две серии пород. В основании — кремнистые туффиты, переслаивающиеся с порфиритами. Этот комплекс сильно брекчирован и перемешан с обломками перекристаллизованных известняков, содержащих остатки палеозойской микрофауны. Выше располагается мало мощная серия пелагических известняков, возраст которой от среднего триаса (?) до верхнего сенона включительно.



Фиг. 60. Структурная схема северной части Западного Тавра (по Врупп, 1971)

Посттектонические формации: 1 — плиоцен-четвертичные отложения, 2 — вулканогенные породы неогена, 3 — морской миоцен; автохтон: 4 — палеогеновый флиш, 5 — карбонатные некомпенсированные серии, 6 — ордовикские сланцы, 7 — метаморфические сланцы Султандаг; аллохтон: 8 — известняки Генчека, 9 — комплексы Хуглу, 10 — офиолиты, 11 — покров Хадым (а — известняки Камлика, б — палеозой Бадемлы); 12 — поверхность шарьяжа. I—IV — номера комплексов в тексте.

Комплекс 5: серия Бойалитепе слагается в основании рифогенными известняками триасового и нижнеюрского возраста. Эти мелководные породы сменяются пачкой пелагических известняков, мощность которой всего около 20 м. В этих породах последовательно снизу вверх найдена фауна тоара (аммониты) и титона — неокома (кальционеллы). Венчается разрез розовыми известняками с прослоями красных кремней (нижний сенон по глоботрунканам), переходящими в радиоляритовую серию, ассоциирующую с основными эффузивами и брекчиями.

В пределах покрова Бейшехир-Хойран эта серия очень широко распространена. Ее разрез обычно перевернут. К покрову Байшехир-Хойран приурочены также небольшие тела метаморфических пород, среди которых встречены амфиболиты, полосчатые пироксениты, переслаивающиеся с серицитовыми сланцами, кварциты с пьмонтитом и мраморы. Эти образования могут быть сопоставлены с породами «чешуй кристаллических пород» Ликийского Тавра, которые там, как указывалось, располагаются в основании покрова перидотитов.

Становление покровов Западного Тавра связано с концом среднего эоцена. Именно в это время в автохтоне формируется флиш, возникновение которого одновременно движению покровов. Изучение автохтонного флиша показывает, что в юго-западном направлении он становится все более и более молодым. В этом же направлении, т. е. по удалению от фронта покровов, количество и величина обломков в нем уменьшаются. Это заставляет предполагать, что движение покровов Западного Тавра было направлено с севера (или северо-востока) на юг (или юго-запад). Можно представить следующую последовательность становления покровов Бейшехир-Хойран.

В конце мела — начале палеоцена в бассейне, располагавшемся довольно близко от современного автохтона, формируются олистостромовые толщи. Одновременно в этом бассейне происходит нагромождение чешуй, сложенных комплексами 2—5. В лютетское время эта огромная масса пород (включая комплекс 1) оказалась шарьированной на лютетский флиш. Этот этап становления покровов немедленно сменился (или сопровождался) образованием чешуй в автохтоне и общим поднятием, которое вызвало общую пенепленизацию. Нижнемиоценовые отложения несогласно перекрывают покровы Хадыма и серию чешуй в автохтоне.

Покровы Анталья

Комплекс пород хр. Бей-Даглары, описанный нами ранее ниже серии западных Ликийских покровов, является автохтонным и для покровов Анталья, которые располагаются или на флише палеоцен-эоценового возраста или же на подстилающих их пелагических известняках конца верхнего сенона.

Аллохтонный комплекс делится на два главных покрова: нижний и верхний покровы Анталья (фиг. 61).

В нижнем покрове Анталья выделяются три группы пород, залегающих обычно в отдельных чешуях. К первой из них относятся образования офиолитовой ассоциации: ультрабазиты, габброиды и основные эффузивы¹.

Ко второй группе относятся осадочные породы, среди которых присутствуют песчаники с многочисленными остатками растений, тонкослойные известняки (иногда окремненные) с богатой фауной карнийского и норийского ярусов. Мощность верхнетриасовых пород достигает тысячи метров. Здесь также присутствуют зеленые и красные радиоляриты.

¹ Подробная характеристика офиолитового комплекса будет дана в соответствующем разделе.

Верхний покров Анталья сложен исключительно осадочными породами. Здесь снизу вверх выделяются темные известняки пермо-карбона, розовые нодулярные известняки среднего триаса и карнийского яруса, хорошо слоистые известняки с прослоями кремней, возраст которых, по-видимому, верхний триас — нижняя юра, известняки средней — верхней юры и самого основания нижнего мела. Иногда этот разрез дополняется брекчиевидными известняками нижнего мела и мелководными известняками сеномана.

Сопоставление разрезов нижнего и верхнего покровов Анталья показывает, что их образование происходило в различных палеогеографических областях, первичное положение которых абсолютно неизвестно. Время становления покровов ограничивается нижним эоценом — возрастом автохтонного флиша Бей-Даглары, который подстилает нижний покров Анталья, и нижним миоценом (аквитанским ярусом), породы которого трансгрессивно перекрывают покровы Анталья.

Рассматривая изложенный выше материал, Ж. Брюнн и его соавторы (Brunn e. a., 1970) приходят к очень интересным выводам, касающимся истории тектонического развития этой части Альпийской складчатой области. Рассмотрим некоторые из них.

Исследования показывают, что в основании всех тектонических покровов юго-западной Турции залегает единый автохтонный мезозойско-нижнетретичный комплекс. Несмотря на разный возраст и состав базальных слоев, залегающих трансгрессивно на породах домезозойского комплекса пород, несмотря на разный возраст отложений, венчающих разрез автохтона (их возраст и состав связаны с временем становления покровов), литологическая разница внутри мезозойских комплексов крайне незначительна.

Начало образования флишевых толщ связано с началом тангенциальных сжатий. Интересно, что в пределах автохтона флишевые толщи имеют самый древний возраст во внешних зонах (конец верхнего мела) и омолаживаются по направлению к внутренним зонам (палеоцен, ипрский ярус). Эта картина обратна той, которую мы наблюдали в Лигурии, Динаридах и Эллинидах. Такая картина, очевидно, связана с внешним положением покровов Анталья.

Покровы Анталья имеют очень важное значение для понимания палеотектонической картины в этой части Турции. Действительно, они занимают как бы внешнее положение по отношению к областям центральной Турции, где развиты офиолитовые комплексы, и в то же время содержат породы внутренних зон (ультраосновные породы, габбро и др.). Попытка рассмотрения этих покровов в качестве фронтальных частей ликийских шарьяжей вряд ли выдерживает критику. Этому противоречат следующие обстоятельства:

— структурно-литологические комплексы покровов Анталья отличны от таковых ликийских покровов;

— становление покровов Анталья произошло в доаквитанское время, и их миоценовая «покрышка» является автохтоном для ликийских покровов;

— возраст автохтонного долютетского флиша удревняется по направлению к фронту покровов Анталья, а обломки пород этого покрова становятся все более и более редкими в северном направлении;

— изучение микротектоники вдоль поверхностей шарьяжа, произведенное Ж. Мерсье (Brunn e. a., 1970), показало, что движение покровов было направлено на север.

Таким образом, покровы Анталья представляют собой уникальное явление. Верхние покровы Анталья по литологическим особенностям напоминают автохтонные серии, «... но становится ясным, что при объяснении их положения необходимо учитывать краевые части африканского континента» (Brunn e. a., 1970, стр. 548).

Покровы Ликийского Тавра и Западного Тавра могут быть объединены под названием внутренних покровов (в противоположность покрову Анталья, который является внешним). Однако время становления этих покровов разное (послебурдигальское для покровов Ликийского Тавра и послелютетское для Западного Тавра).

Как уже указывалось, в Западном Тавре покровы двигались на юго-запад. Особняком стоит вопрос о направлении движений в ликийских покровах. П. де Грациански, специально разбиравший эту проблему (Graciansky, 1968), подчеркивает большие трудности, возникающие при ее решении. Теоретически можно предполагать, что корни ликийских покровов находятся или на северо-западе, за пределами современного массива Мендерес, или на юго-востоке, т. е. в Средиземном море. Направление падения в чешуях Ликийского Тавра самое разнообразное, и судить по этому признаку о направлении движений покровов не представляется возможным. О направлении движения покровов можно судить лишь по косвенным признакам (вогнутость Ликийской арки на север и наличие автохтона к югу и от фронта шарьяжа). Можно предполагать, что корни шарьяжа находились на северо-западе. Но тогда, как это подчеркивает П. де Грациански, где нужно искать эти корни: перед Мендересским массивом или к северу от него? А может быть эти покровы составляли покрывку кристаллического массива, которая затем соскользнула с него в юго-восточном направлении?

В целом проблема нахождения корней покровов, выделяемых на территории юго-западной Турции, остается нерешенной.

По мнению Ж. Брюнна и его соавторов (Brunn e. a., 1970, стр. 550), «...наиболее щекотливой проблемой является происхождение аллохтонных комплексов, для которых вплоть до настоящего времени мы не можем установить корней. Не исключено, что при продолжении исследований... мы не сможем их обнаружить».

Внутреннее строение и возраст офиолитового комплекса юго-западной Турции

Как это следует из изложенного материала, породы офиолитовой серии встречаются как в покровах Ликийского Тавра, так и в покровах Западного Тавра и Анталья. В пределах западных покровов Ликийского Тавра офиолиты слагают большую часть верхней шарьяжной пластины.

Здесь, по описанию Т. Жюто (Juteau, 1968), среди офиолитовой ассоциации выделяются два комплекса: плутонический (ультрабазиты, габбро и промежуточные породы) и вулканический (подушечные лавы и базальты, пронизанные дайковыми сериями). Контакты между этими двумя комплексами пород всегда тектонические.

В плутоническом комплексе преобладают ультраосновные породы — гарцбургиты и гарцбургитовые дуниты с протокластической текстурой. Их контакты с осадочными породами всегда тектонизированы и сильно серпентинизированы. Ультрабазиты секутся дайковым комплексом. Среди них выделяются тонкозернистые диабазы, пегматиты и «белые жилы» (очевидно родиниты.— А. К.). Породы дайкового комплекса сильно дислоцированы и будинированы, а их контакты с ультрабазитами всегда сорваны. Часто в краевых частях даек наблюдаются зоны закалки, что указывает на то, что во время внедрения даек ультраосновные породы были уже застывшими (Brunn e. a., 1970).

Среди ультрабазитов встречаются тектонические отторженцы (чешуи?) двупироксеновых габбро-норитов и уралитизированных пегматитовых габбро. Площадь выходов некоторых из этих отторженцев достигает 500 м². Внутри вулканического комплекса отмечаются подушечные лавы, среди которых по химическому составу выделяются как нормаль-

ный базальтоидный тип, так и спилитовый. Нередко базальтоиды имеют пикритовую тенденцию. Часто видно, как отдельные покровы подушечных лав подстилаются или сменяются по простиранию агломератами и туфами. Разрез вулканических пород обычно перекрывается тонкозернистыми известняками с фауной средней и верхней юры и радиоларитами (серия Алакир-Чай, Juteau, 1968).

Офиолитовая пластина западного покрова Ликийского Тавра обычно подстилается серпентинитовым меланжем («покров диабазов» — см. выше).

В покровах Бейшехир-Хойран породы офиолитовой ассоциации встречаются только в пределах покровной пластины комплекса II и были описаны мною ранее. Мощность этого покрова невелика, распространение ограничено. Породы офиолитовой ассоциации широко распространены в нижнем покрове Анталья. Т. Жюто (Juteau, 1970) выделяет здесь три группы пород. К первой из них он относит гарцбургиты, лерцолиты и серпентиниты, ассоциирующие с пироксенитами и хромититами. Эта группа пород занимает 60—90% объема офиолитового комплекса. Повсеместно ультрабазиты граничат с окружающими их породами вдоль тектонических контактов. Гарцбургиты представляют собой настоящие бластомилониты, в которых интенсивно гранулированные кристаллы оливина, имеющие разную величину, объединены в слои миллиметровой толщины, вытянутые вдоль направления сланцеватости. В этом гранулированном «фоне» как бы плавают более или менее округленные фенокласты энстатита.

«Эти породы явственно раздавлены, деформированы и перекристаллизованы в глубинных и безводных условиях, поскольку никаких следов серпентинизации, сопровождающей этот процесс, не наблюдается» (Juteau, 1970, стр. 274). По мнению Т. Жюто, такой тип деформаций может наблюдаться только в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Ко второй группе пород относятся полосчатые верлиты, переходящие в амфиболовые габбро и содержащие тела пегматоидных габбро. Эти породы четко полосчатые, и в них отсутствуют явления бластомилонитизации.

К третьей группе пород Т. Жюто относит шаровые лавы, туфы, гиалокластиты, массивные порфиристы, а также связанный с этими породами комплекс даек долеритового и диабазового состава, секущих породы первых групп. Наличие в дайках закаленных краев указывает, что их внедрение происходило в тот момент, когда ультрабазиты и габбро были уже в холодном (застывшем) состоянии.

К западу от г. Анталья среди осадочных пород, прослаивающих подушечные лавы, Ж. Марсу (Marsoix, 1970) нашел фауну карнийского яруса. Разрез, в котором она была найдена, выглядит следующим образом: 1) покров шаровых лав — 30 м; 2) зеленые туффиты — 20 см; 3) вулканогенно-осадочные породы аргиллитового состава, в которых встречаются пропластки радиоларитов (мощность их не указана. — А. К.); 4) тонкоплитчатые известняки (30 см) с фауной *Halobia insignis* (Gemellaro) и плохой сохранности аммониты, среди которых определен *Trachyceras* sp.; 5) вулканические брекчии — 50 см; 6) шаровые лавы — 50 см. Ж. Марсу указывает, что нет никакого сомнения в том, что карнийская фауна принадлежит именно вулканической толще. Я особенно подчеркиваю это обстоятельство, ибо среди лав в этом же районе имеются блоки розовых известняков, содержащих обильную верхнетриасовую фауну, принадлежность которых к вулканической толще можно при желании оспаривать. Один из таких блоков величиной 2×2×3 м был описан среди подушечных лав в южной части нижнего покрова Анталья (Guerin-Franiette, Juteau, 1970). В этих породах была найдена фауна *Trachyceras anstriacum* Mojs., *T. triadicum* Mojs., *T. medusae* Mojs., *Pro-*

totrachyceras thous (Dittmar), *P. attila* Mojs., *Syrenites senticosas* (Dittmar), *S. betulinns* (Dittmar), *S. dromas* (Dittmar), *Eremites crassitela* (Dittmar), *Proavcestes gaytani* (Keipstein), *Joanites diffusus* (Hauer), *Pinacoceras cf. javlas* (Munster), *Monophyllites simony* (Hauer), *Hypalodiscus subitornatus* Mojs.

Эта фауна позволяет относить вмещающие их породы к средней части карнийского яруса (зона *Trachyceras aenoides*).

По мнению Т. Жюто (Juteau, 1970), существует огромный разрыв во времени формирования эффузивно-осадочной серии верхнего триаса и ее фундамента, сложенного ультраосновными породами и габбро. Формирование этого фундамента происходило в два этапа. Вначале его ультрабазиты были подвергнуты сложной тектонической переработке в глубинных условиях, а затем в них была внедрена стратиформная габброидная интрузия. Поэтому в покровах Анталья «офиолитовая ассоциация представляет собой полигенетический комплекс, состоящий из плутонических пород (перидотиты и габбро), поданных из верхней мантии в твердом состоянии, и вулканических эффузивных пород (шаровые лавы) вместе с интрузивами (долерито-диабазы), возникших из одной базальтовой магмы» (Juteau, 1970, стр. 282). «...Термин офиолитовое общество принят здесь (для района Ликийского и Западного Тавра А. К.) чисто в описательном смысле для пространственно связанного комплекса, несмотря на петрологическую интерпретацию» (Вгипп е. а., 1970, стр. 533). Все это приводит Т. Жюто (Juteau, 1970) к очень интересному выводу: верхнетриасовая эффузивно-осадочная серия некогда располагалась прямо на породах мантии. Сиалический цоколь к этому моменту был удален в результате раздвижения.

Итак, в пределах юго-западной Турции офиолитовый комплекс залегает в аллохтонных пластинах, корни которых не известны. Есть основания думать, что часть этих покровов двигалась в северном направлении (покровы Анталья), а другая часть — на юг (покровы Западного Тавра и, возможно, ликийские покровы).

Последовательность пород внутри офиолитового комплекса достоверно не известна. Лишь иногда (комплекс второго покрова Бейшехир-Хойран) можно установить, что подушечные лавы и радиолариты залегают стратиграфически выше ультрабазитов и габбро. Все же в ряде случаев можно предполагать, что эффузивно-осадочная серия и ее дайковый комплекс значительно моложе ультрабазитов и габбро.

Возраст вулканогенно-осадочной толщи офиолитовой ассоциации, очевидно, одинаков во всех тектонических покровах юго-западной Турции. Об этом говорит одинаковый состав (пикритовая тенденция) базальтоидных лав, их подушечные текстуры и постоянная пространственная связь с фаунистически датированными слоями верхнего триаса и юры. Кроме того, внутри этой толщи найдена фауна триаса, а в пределах покровов Ликийского Тавра (комплекс Гумушлу) среди подушечных базальтов в прослоях оолитовых известняков определена фауна средней юры. Необходимо учитывать и то, что в пределах покрова Бейшехир-Хойран, в комплексе IV (Хуглу) в нижней части кремнистых туффов и известняков, переслаивающихся с порфиритами, найдена фауна среднего триаса. На мой взгляд, можно считать доказанным, что вулканогенно-осадочная серия в пределах юго-западной Турции имеет верхнетриасовый — среднеюрский возраст. Однако проблема ее нижнего возрастного предела остается открытой, поскольку неизвестно, в какой части разреза подушечных лав собрана фауна карнийского яруса. Я не исключаю возможности, что нижние горизонты вулканической толщи могут иметь даже нижнетриасовый возраст.

Заканчивая описание структуры и офиолитовой ассоциации юго-западной Турции, мне хотелось бы лишний раз подчеркнуть, что проблема возраста ультрабазитов и габброидов и для этого района остается открытой.

Центральный Тавр

Сведения, имеющиеся в литературе по этому району, весьма неполны и отрывочны, и лишь исследования М. Блюменталя, суммированные им в большой работе 1963 г., могут дать какое-то, хотя далеко неполное, представление о геологии этого района (Blumenthal, 1960—1963). При этом надо учитывать, что М. Блюменталь, являясь специалистом в области стратиграфии и тектоники осадочных комплексов, значительно меньше внимания уделял гипербазитам, габброидам и другим породам офиолитовой ассоциации.

Исходя из представлений М. Блюменталя о строении этой области, с север-северо-запада на юг-юго-запад здесь можно выделить четыре структурные зоны: массив Нигде, «коридор Эсемиз», система хребтов Аладага и Болкардага и Киликийский Тавр.

В пределах массива Нигде вскрыты известняки предположительно мезозойского возраста, выходы которых обрамлены тонкой метаморфической оболочкой, состоящей из филлитов и мраморизованных известняков. С востока выходы этих пород оборваны узкой линейной депрессией (грабеном), которая названа М. Блюменталем «коридором Эсемиз». Депрессия выполнена эоценовыми, олигоценными и неогеновыми породами, содержащими большое количество андезитовых покровов. Со стороны массива Нигде депрессия обрамлена крутым взбросом. Не исключена возможность, что здесь проходит крупный левосторонний сдвиг, разделяющий системы хребтов Аладага и Болкардага.

Структурная зона Аладага и Болкардага состоит из системы чешуй или покровов, надвинутых на запад.

Наиболее крупная из этих чешуй — Черный Аладаг, самыми древними образованиями которого являются известняки верхнего девона. Каменноугольные отложения фаунистически не доказаны, но их присутствие не исключено. Главная часть чешуй Черного Аладага сложена темными и голубоватыми известняками перми, перекрывающимися известняками триаса. Распространение последних крайне ограничено.

К Черному Аладагу с юга примыкает Белый Аладаг, поверхность которого сложена главным образом мощной карбонатной серией мезозойского возраста. В верхней части этой серии найдена фауна среднего мела.

Внутри Белого Аладага М. Блюменталь выделил ряд чешуй (покровов?). Самой нижней чешуей в этой системе является чешуя Чатал Отурун, сложенная пермскими известняками и перекрывающими их породами мезозоя (вплоть до верхнего мела включительно). Южнее, в районе горы Алака Бази, этой тектонической единице, очевидно, отвечает чешуя Калди Бази, внутреннее строение которой идентично таковому чешуи Чатал Отурун. Обе чешуи перекрываются покровом (?) Демир-Казик, сложенным только карбонатными породами мезозоя.

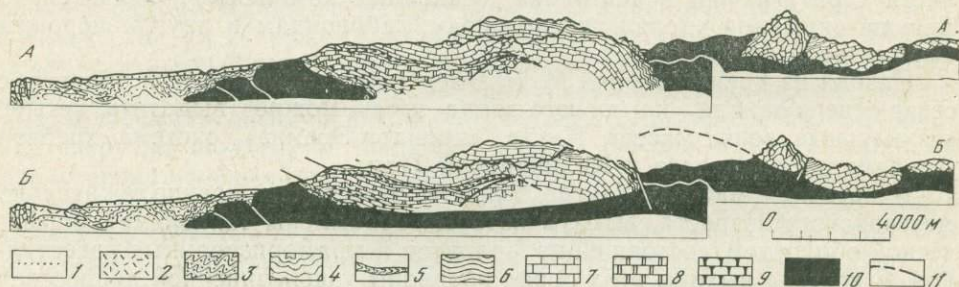
В самой южной части хребта Аладаг М. Блюменталем закартирована еще одна покровная структура — чешуя Карамфильдаг, которая также сложена только мезозойскими известняками и со всех сторон окружена выходами офиолитового комплекса.

Все чешуи разделены оторочкой сильно деформированных радиоляритов, тесно ассоциирующих с верхнемеловым флишем. В более южных районах (Киликийский Тавр) радиоляриты повсеместно подстилают эти мергелисто-песчаниковые отложения. По мнению М. Блюменталя, возраст радиоляритов может скользить от верхней юры до верхнего мела включительно. Совместно с флишем эти породы формируют единую толщу, названную им сланцево-радиоляритовой формацией. Ее породы играют как бы роль смазки при движении чешуй и тектонических покровов (фиг. 62).

Описанные тектонические чешуи, по мнению М. Блюменталя, перекрываются по тектоническому контакту огромным массивом ультраос-

новых пород, выделенным им под названием зоны Позанти-Фараса. «Основные и главным образом ультраосновные породы занимают в окрестностях Белого Аладага огромную площадь, так что на юге создается впечатление, что ее известняковый остов целиком плавает в «зеленом море» (Blumenthal, 1960—1963, стр. 616).

Эта точка зрения отражена на профилях, приложенных к работе М. Блюменталя (Blumenthal, 1960—1963). Однако, как мне кажется, не



Фиг. 62. Разрез через Аладаг и Карамфильдаг, Центральный Тавр (А—А— по Blumenthal, 1960—1963; Б—Б— тот же профиль в интерпретации автора)

1 — четвертичные брекчи подножий; 2 — андезиты; 3 — палеоцен-эоценовый флиш; 4 — «сланцево-радиоляритовая» формация; 5 — она же в зонах надвигов; 6 — известняки турона и сенона; 7 — известняки мезозоя; 8 — известняки триаса; 9 — известняки пермо-карбона; 10 — ультраосновные породы; 11 — разрывные нарушения

исключено, что офиолитовые массы подстилают все перечисленные чешуи и являются, таким образом, одним из самых нижних тектонических элементов Аладага. Подтверждение этому я вижу в южной части хр. Аладаг, где на карте, приложенной к работе М. Блюменталя (Blumenthal, 1960—1963, фиг. 2), офиолиты вдоль понижения рельефа неправильными заливами вдаются далеко на запад и как бы отчленяют чешую Калди Бази от чешуи Карамфильдага. Кроме того, офиолиты встречаются и вдоль фронта вышеописанных структур в долине р. Эсемиз. По мнению М. Блюменталя, они принадлежат самостоятельной чешуе, подстилающей складчато-надвиговое сооружение Аладага.

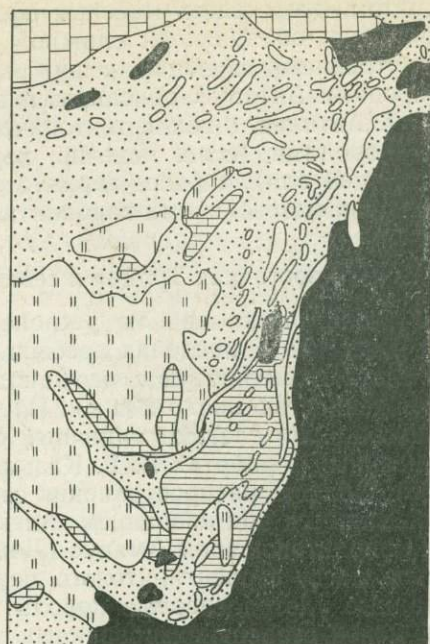
В то же время в районе, расположенном между чешуями Калди Бази и Карамфильдаг, видно, как эти выходы соединяются с офиолитовым телом Позанти-Фараса. Это, на мой взгляд, однозначно указывает, что карбонатные породы Аладага подстилаются офиолитами. Внутри массива Позанти-Фараса, по описаниям М. Блюменталя, преобладают перидотиты, встречаются дуниты и отдельные тела габбро, тесно ассоциирующие с амфиболитами или горнблендитами. Встречены также небольшие тела альбититов и кварцевых диоритов.

Для хр. Болкардаг характерно также сложное чешуйчато-складчатое строение. Основную массу пород слагают тонкослоистые мраморы, возраст которых скорее всего девонский и каменноугольный. Фаунистически подтверждены только пермские отложения, представленные перекристаллизованными известняками, содержащими месторождения диаспора. Мезозойский разрез сильно редуцирован. Возможно, здесь присутствуют триасовые и юрские известняки, но фаунистически датированы только верхнемеловые отложения (известняки с глоботрунканами).

Серпентинизированные ультраосновные породы в Болкардаге слагают узкие небольшие тела. По мнению М. Блюменталя, это апофизы крупного магматического тела, скрытого на глубине. Подтверждение этому М. Блюменталь видит в широком распространении в Болкардаге

Фиг. 63. Геологическая карта района Эфренк-Чай (по Blumenthal, 1960—1963)

- 1 — известняки миоцена;
- 2 — известняки среднего и верхнего мела;
- 3 — мезозойские известняки Болкардага;
- 4 — «сланцево-радиоляритовая» формация;
- 5 — блоки известняков мелового и среднепермского возраста;
- 6 — сланцы, песчаники и кварциты пермо-карбона;
- 7 — офиолиты (главным образом ультрабазиты)



глаукофановых сланцев, которые прослеживаются далеко на запад и, по мнению М. Блюменталья, возникли в результате воздействия ультраосновной магмы.

На мой взгляд, наличие глаукофана (минерала, возникшего при высоких давлениях и низких температурах)¹ никак не говорит в пользу магматической природы ультрабазитов, а свидетельствует о наличии крупных стрессовых напряжений, вероятно, связанных с временем образования тектонических покровов и надвигов.

Также мало данных о строении Киликийского Тавра. Здесь М. Блюменталь выделил несколько областей, отличающихся главным образом по возрасту слагающих их пород. К югу от Болкардага в районе Киликийских ворот также обнажены мощные карбонатные серии, среди которых присутствуют средний и верхний девон, низы карбона, мало-мощная пермь и триас, сложенный доломитами. Здесь, возможно, присутствуют также и юрские отложения. Венчается разрез известняками среднего и верхнего мела.

С юга область ограничена выходами офиолитов, среди которых М. Блюменталь выделяет два крупных массива — Эфренк-Чай, расположенный на западе, и Кандир-Чай — на востоке. Эти массивы сложены главным образом сильно серпентинизированными и дислоцированными перидотитами и разделены выходами осадочных пород, структура которых изучена плохо.

В массиве Эфренк-Чай ультраосновные породы контактируют со сланцево-радиоляритовой формацией, внутреннее строение которой характеризуется необычайной сложностью (фиг. 63). Среди выходов сланцево-радиоляритовой формации встречены отдельные массивы, сложенные каменноугольными, пермскими и меловыми породами. Я не исключаю возможности, что здесь широко развит меланж.

Трудно сказать что-либо определенное о возрасте и тектоническом положении пород офиолитового комплекса этого района. Можно лишь

¹ Прекрасный обзор по этому вопросу был сделан М. С. Марковым (1970).

говорить о том, что и здесь массивы офиолитов располагаются внутри складчатой цепи, обладающей сложной покровно-чешуйчатой структурой. По внутреннему строению чешуи Аладага имеют некоторое сходство с покровами Анталы, описанными нами ранее. Здесь, так же как и в районе г. Анталы, нижний тектонический комплекс сложен ультраосновными породами (если, конечно, верна наша интерпретация профиля М. Блюменталя), а более верхние структурные единицы сложены палеозойскими и мезозойскими карбонатными породами.

Юго-восточная Турция и северо-западная Сирия

В этом геологически едином регионе выходы пород офиолитового комплекса известны в пределах хребтов Гявур, Курддаг и в Бассите. Здесь они слагают вытянутую с юго-запада на северо-восток полосу выходов протяженностью около 200 км. На всем протяжении породы офиолитовой ассоциации слагают типичный серпентинитовый меланж, прекрасно описанный в работах В. Г. Казьмина (1965, 1971; Казьмин, Кулаков, 1965). Область распространения серпентинитового меланжа в литературе выделяется под названием Александреттской зоны (Казьмин, 1971), или офиолитовой зоны Аманус (Ломизе, 1972).

Основную массу серпентинитового меланжа слагают сильно серпентинизированные ультраосновные породы, среди которых встречаются отдельные менее серпентинизированные участки, сложенные перидотитами и оливинитами. «Детальные полевые и лабораторные исследования басситских гипербазитов указывают на очень сложные процессы, в результате которых были образованы эти породы. Формы развития оливина в виде жилок с многочисленными апофизами, секущими пироксен, интергранулярные скопления оливина в пироксенитах, характер замещения пироксенов оливином и ряд других фактов свидетельствуют скорее о метасоматических процессах, чем о простой кристаллизации и расплава» (Паламарчук, Таштыби, 1968). Определение радиологического возраста гарцбургитов калий-аргоновым методом дало их возраст 3860 млн. лет (Паламарчук, Таштыби, 1968).

Внутри серпентинитов встречаются многочисленные включения пород плутонического облика, изверженных и осадочных образований. По мнению В. Г. Казьмина и В. В. Кулакова (1965), указанные породы в крупных блоках меланжа залегают в определенной стратиграфической последовательности. Стратиграфически выше серпентинитов (см. Казьмин, 1971) располагается сложно построенная толща метаморфизованных туфов и эффузивов основного состава, сложно сочетающаяся с телами габброидов и рассеченная многочисленными дайковыми телами (диабазы, габбро-диабазы и др.). Среди эффузивов выделяются спилиты и их лавобрекчии, щелочные основные эффузивы и их туфы, диабазы, долериты и андезитовые порфириты. Особый интерес представляют массивы габброидов. Их структура «...крайне неравномерная «токситовая» ...Можно видеть пятна и участки габбровой структуры, резко сменяющейся участками мелкозернистыми и даже афанитовыми ...Крупнозернистая структура развивается вдоль трещин, т. е. несомненно порода испытала метасоматические преобразования. Обычно порода сильно разрушена, рыхлая, свежие фрагменты сохраняются лишь в виде сферических реликтов. Там, где процессы перекристаллизации и амфиболитизации проявились слабее, ...можно видеть, что большая часть этих пород представляет собой спилитизированные диабазы и спилиты. Обращает на себя внимание огромное количество даек, секущих спилит-диабазовые образования ...Даже тогда, когда вмещающая порода сильно перекристаллизована и превращена в амфиболовое габбро, дайки хорошо выделяются, хотя метаморфизм затрагивает и их» (Казьмин, 1971, стр. 25).

Радиологический возраст амфиболового габбро-пегматита, определенный калий-аргоновым методом, оказался равным 3250 млн. лет (Паламарчук, Таштыби, 1968).

Как ультрабазиты, так и породы вышеописанной «габбро-диабазовой» серии перекрываются образованиями вулканогенно-осадочной толщи (Казьмин, Кулаков, 1965; Паламарчук, Таштыби, 1968), что хорошо видно в отдельных блоках внутри меланжа. В Бассите внутри этой толщи выделяются два типа разрезов. В одном из них преобладают красные кремнистые аргиллиты, силициты, радиоляриты, кремнистые известняки и известняки. В другом типе разреза все упомянутые породы чередуются с покровами базальтов, которые по внешнему виду резко отличаются от более древних вулканических пород. «Важно отметить, что, судя по метаморфизму, габбро-диабазовые образования являются самыми древними в альпийском меланже и резко отличаются от молодых альпийских шаровых лав» (Казьмин, 1971, стр. 25).

Возраст вулканогенно-осадочной толщи устанавливается по фауне в известняках, прослаивающих радиоляриты. Здесь указывают на *Halobia cassiana* Mojs., *H. comata* Bittn. («Геология и полезные ископаемые зарубежных стран, Сирия», 1969), а Л. Дюбертре (Dubertret, 1953) найдены *Halobia norica* Mojs., *H. paraceltica*, *H. pliasi* Mojs., *Daonella imperialis* Kittee). Вся эта фауна однозначно указывает на верхнетриасовый возраст вмещающих пород.

Помимо описанных пород в меланже встречены включения метаморфических образований¹. Это амфиболиты, амфиболовые, магнетитовые и слюдяные сланцы, кварциты и мраморы. Еще в 1965 г. В. Г. Казьмин и В. В. Куликов высказали предположение о докембрийском возрасте этих образований. «Это предположение подтверждается сравнением пород указанных блоков с породами, слагающими зеленокаменные пояса восточно-африканского докембрия. Сходство пород и разрезов настолько полное и очевидное, что едва ли можно говорить о случайном совпадении» (Казьмин, 1971, стр. 26). Помимо перечисленных пород в серпентинитовом меланже содержатся блоки известняков главным образом мезозойского возраста.

Таким образом, серпентинитовый меланж северо-западной Сирии ничем не отличается от такового Малого Кавказа и Кубы. Внутри его в серпентинитовую массу погружены разного типа метаморфизованные, вулканические и осадочные образования. В настоящее время, пожалуй, нет сомнений в том, что серпентинитовый меланж этого района располагается в аллохтоне (Казьмин, 1971; Ломизе, 1972). Исключение составляет точка зрения Л. Дюбертре (Dubertret, 1953), который считал, что офиолиты Хатая и Курддага представляют гигантский дифференцированный лавовый поток, нормально располагающийся на известняках нижнего маастрихта и перекрытый карбонатно-терригенными образованиями верхнего маастрихта. Как показали исследования В. Г. Казьмина (1965), нижний контакт ультрабазитов в Курддаге безусловно тектонический. Кроме того, наличие верхнетриасовой фауны в радиоляритовой толще вряд ли свидетельствует в пользу ее среднемаастрихтского возраста. Ниже мы еще вернемся к точке зрения Л. Дюбертре, а пока отметим, что масштаб горизонтального перемещения покровной пластины, сложенной серпентинитовым меланжем, в настоящее время неизвестен и целиком зависит от понимания тектонической истории этого района в конце палеозоя и начале мезозоя.

¹ Ранее большинство этих метаморфических пород принималось за выступы кристаллического фундамента Африкано-Аравийской платформы (Казьмин, 1965). Однако в последней работе В. Г. Казьмин (1971) считает их блоками, включенными в меланж. К такому же выводу на основе анализа литературного материала пришел и М. Г. Ломизе (1972).

«Офиолитовый» аллохтон располагается на типично платформенных образованиях Африкано-Аравийской платформы, наиболее полный разрез которых вскрыт в горах Аманус (в настоящее время это, очевидно, тектоническое окно, разделяющее выходы офиолитов Хатая и северо-западной Сирии). Здесь выше амфиболитов и кристаллических сланцев метаморфического цоколя Африкано-Аравийской платформы встречены песчано-сланцевые образования кембрия, ордовика и, возможно, силура, перекрывающиеся карбонатными осадками девона и пермо-карбона. Мезозойские образования (верхний триас — нижний мел) представлены известняками и доломитами общей мощностью 1500 м, залегающими на пермских отложениях (хр. Кирения) или же прямо на докембрии (Курдаг; Казьмин, 1966).

Заканчивая описание серпентинитового меланжа северо-западной Сирии и Хатая, остановимся еще на одном вопросе, имеющем важное значение для понимания происхождения офиолитового комплекса этого района. Как известно, еще в 1937 г. Л. Дюбертре (Dubertret, 1937) на основе изучения хр. Кызылдаг в Хатае пришел к выводу об эффузивном происхождении его офиолитов. В дальнейшем эта точка зрения отстаивалась Л. Дюбертре во многих работах. Таким образом, разрез офиолитов Хатая является опорным для гипотезы Л. Дюбертре, точно так же как разрез массива Вуринос послужил толчком для Ж. Брюнна при создании вулканоплутонической гипотезы происхождения офиолитового комплекса.

Согласно описаниям Л. Дюбертре (Dubertret, 1953), в основании офиолитового комплекса Кызылдага располагаются перидотиты и пироксениты, мощность которых достигает 2000 м. Выше с постепенным переходом они сменяются габбро и долеритами (2000 м). Венчается разрез шаровыми лавами (сакалавитами) мощностью 300—400 м. По мнению Л. Дюбертре, этот разрез возник при дифференциации огромного по мощности лавового потока — «пузыря» (или нескольких потоков) первично базальтоидного состава.

Недавно опорный разрез Л. Дюбертре в Кызылдаге посетили специалисты в области петрологии и петрографии пород офиолитового комплекса М. Вюанья и Э. Когулу, и их выводы внесли существенные изменения в трактовку происхождения этих пород (Vuagnat, Cogulu, 1968). Согласно выводам этих исследователей, та масса в центральной части массива, которая была описана Л. Дюбертре под названием эффузивных долеритов, является долеритовыми дайками, секущими габбро. Наличие закаленных контактов у даек указывает, что их внедрение произошло в тот момент, когда габбро были уже в холодном, т. е. отвердевшем, состоянии. Переход ультраосновных пород в габбро также не постепенен, а происходит через систему габбровых даек, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до одного метра. Эти габбро весьма лейкократовые, иногда даже анортозитового состава. Уменьшения зернистости в дайках по направлению к контакту не наблюдается. На основе этого М. Вюанья и Э. Когулу пришли к выводу, что инъекции габброидных пород происходили в тот момент, когда гипербазиты были еще очень горячими. В габброидах наблюдаются ксенолиты ультраосновных пород и магматические брекчии. Таким образом, вдоль контактов ультрабазитов и габброидов возникает гибридная зона¹.

Наличие даек долеритов, которые могут быть корнями эффузивов, ничего не говорит об эффузивной природе гипербазитов. Не исключена возможность, что долериты могут кристаллизоваться под коркой шаровых лав; возможно, отдельные потоки эффузивов имели большую мощ-

¹ На мой взгляд, наличие «гибридной» зоны и отсутствие зон закалки в габброидных дайках могут быть объяснены при помощи метасоматического происхождения габброидного комплекса, о чем уже не раз говорилось выше.

ность, но нет абсолютно никаких доказательств, что ультрабазиты и габбро имеют то же самое происхождение. Несомненно также и то, что габброиды моложе ультраосновных пород.

М. Вюанья и Э. Когулу считают, что тектоника офиолитового комплекса в Кызылдаге гораздо более сложная, нежели это представляет себе Л. Дюбертре. Нередко видно, что шаровые лавы располагаются в непосредственном контакте с гипербазитами, а 2000-метровая толща габброидов и долеритов отсутствует.

По мнению М. Вюанья и Э. Когулу, ультраосновные породы представляют собой древний симатический пласт (может быть, верхи мантии), частичное переплавление которого вызвало появление габброидов и внедрение их в верхнюю часть гипербазитов. В более поздний этап базальтовая магма инъецировала по трещинам как ультраосновные породы, так и габброиды. В этот момент возникли долериты и шаровые лавы.

Непосредственным продолжением на восток складчатой системы Центрального Тавра, юго-западной Турции и Сирии являются хребты Восточного Тавра. Однако, прежде чем перейти к описанию этой области, я остановлюсь на строении офиолитового комплекса о. Кипр, геология которого теснейшим образом связана с выше описанными складчатыми системами южной Турции и Сирии.

Остров Кипр

Основные и ультраосновные породы Кипра уже давно привлекают внимание геологов. Этот интерес, с одной стороны, обусловлен необычным (пикритовым) составом лав этого острова, с другой — тем, что над его центральной частью (горный массив Троодос) устанавливается очень крупная положительная гравиметрическая аномалия (до 250 мгл), что позволяет некоторым исследователям трактовать ультраосновной массив Троодоса как выступ мантии (Gass, Masson-Smith, 1963; Gass, 1968). В последние годы о. Кипр в связи с развитием гипотезы растекания морского дна начал рассматриваться в качестве модели ископаемого срединноокеанического хребта, что привело к постановке ряда специальных исследований (Mooges, Vine, 1971).

В целом в пределах острова с севера на юг выделяются пять структурно-фациальных зон (Henson, Browne, McGinty, 1949):

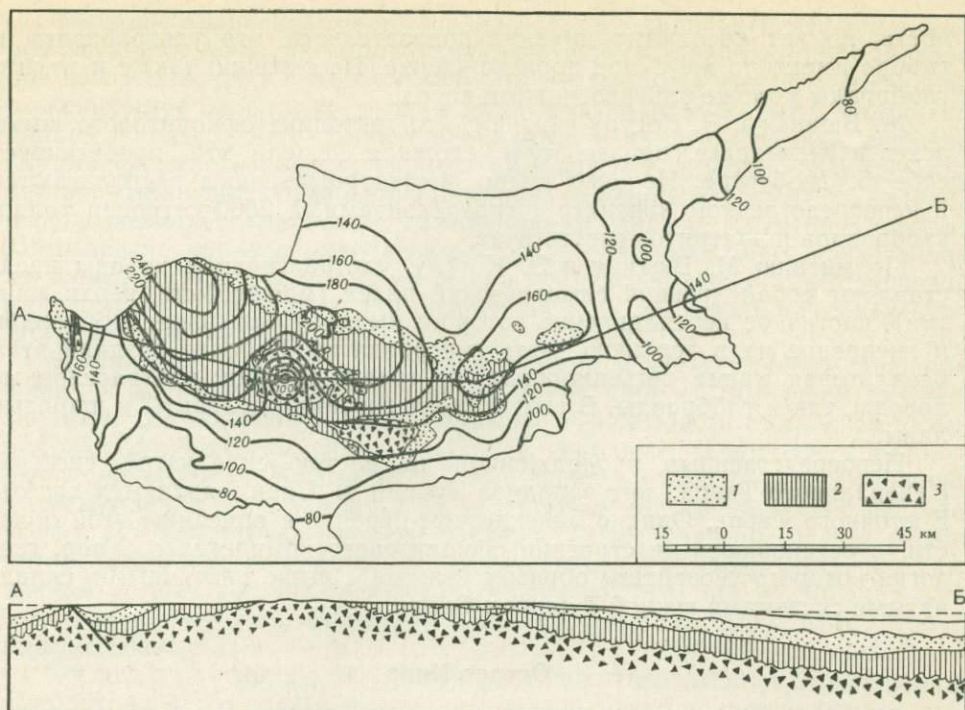
1) узкий северный прибрежный пояс, сложенный морскими (главным образом карбонатными) осадками верхнего сенона, эоцена, миоцена и плиоцена. Эти отложения падают в сторону моря и несогласно перекрывают породы хр. Кирения;

2) горный пояс Кирения представляет собой систему взброшенных пластин, погружающихся на север. Эти пластины сложены красноцветными песчаниками и радиоляритами триаса, слабо метаморфизованными юрскими известняками и основными изверженными породами. Все эти породы содержат тектонически перемещенные массы более молодого возраста, а также блоки известняков с пермской фауной;

3) равнина Мезоариа сложена смятыми преимущественно карбонатными породами верхнего мела — палеоцена, несогласно залегающими на породах массива Троодос;

4) массив Троодос и 5) Южный пояс. Ниже мы переходим к рассмотрению строения двух последних структурно-фациальных зон.

Центральную часть острова занимает горный массив Троодос, протягивающийся в широтном направлении на 120 км при ширине около 30 км. Его центральную, наиболее возвышенную, часть слагают серпентинизированные ультраосновные породы, общая площадь выходов которых всего 45 км² (Bischopp, 1954) (фиг. 64). Второй выход ультраосновных пород находится в юго-восточной части Троодоса и известен под



Фиг. 64. Предполагаемый профиль через о. Кипр (по Gass, 1968, схематизировано)
 1 — основные и ультраосновные лавы; 2 — габброиды и комплекс параллельных даек; 3 — ультра-
 базиты. Показаны изолинии аномалий силы тяжести в редукции Буге мгл

названием массива Келлаки (Lapierre, Rocci, 1967), или Лимассол Форест (Mooges, Vine, 1971). Среди ультрабазитов преобладают перидотиты. В собственно массиве Троодос это гарцбургиты, а в массиве Келлаки — верлиты и дерзолиты (Lapierre, Rocci, 1967). Среди перидотитов встречаются тела дунитов и в краевых частях слабо серпентинизированные пироксениты. Первичная полосчатость внутри ультраосновных пород, наблюдаемая как в поле, так и восстанавливаемая по ориентировке длинных осей кристаллов оливина, имеет меридиональное направление (Gass, 1968). Внутри этих пород нередко картируются сложные изоклинальные складки (Mooges, Vine, 1971).

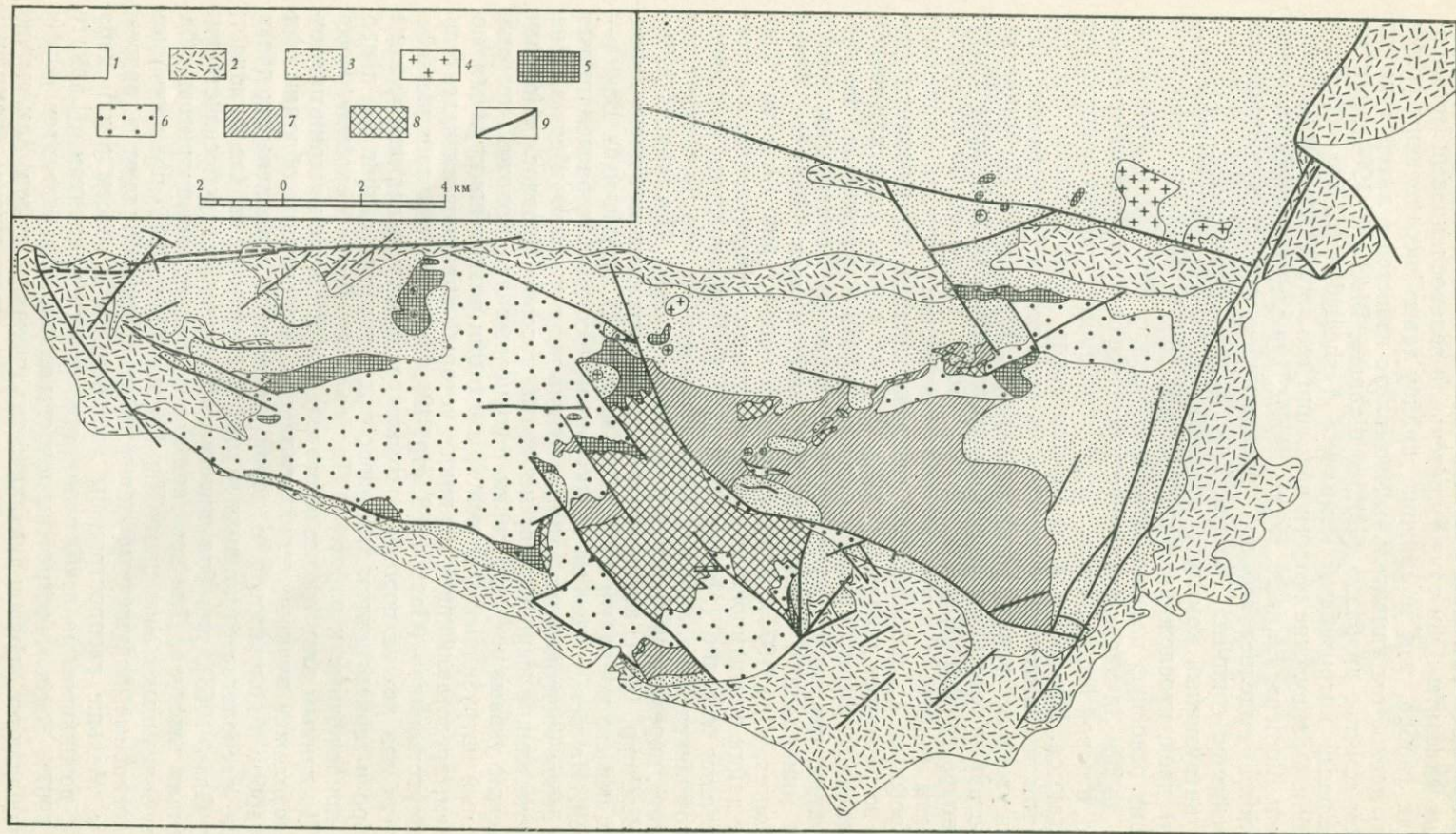
Ультраосновные породы окружены оторочкой (состоящей главным образом из габбро), ширина которой колеблется от 0,5 до 4 км (в центральной части массива Троодос). В зоне перехода от ультраосновных пород к габброидам развиты троктолиты, а в массиве Келлаки — полосчатый комплекс, состоящий из тонкого, часто сантиметрового переслаивания габбро и пироксенитов (Lapierre, Rocci, 1967). Нередко этот контакт сорван и вдоль него развивается серпентинитовый меланж с включениями габбро (Bischopp, 1954). Среди габброидных пород выделяются уралитизированные габбро, нориты, оливиновые габбро, троктолиты, а также гранофиры или кварцевые диориты. В уралитизированных габбро часто видна амфиболизация пироксенов. Сложные реакционные ряды видны в дупироксеновых норитах, переходящих в оливинсодержащие породы, в которых оливин амфиболизируется (Mooges, Vine, 1971).

Все эти породы подверглись изменению в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, что выражается в сосюритизации плагиоклазов, уралитизации пироксенов и серпентинизации оливинов (Lapierre, Rocci,

1967). Еще выше по разрезу измененные габбро сменяются лавами основного состава («нижние пиллоу-лавы», Mooges, Vine, 1971). По описанию И. Мурса и Ф. Вайна, это андезитовые базальты, кератофиры и кварцевые андезиты. Они также претерпели зеленосланцевый метаморфизм. Как габбро, так и «нижние пиллоу-лавы» переполнены роями (swarms) даек. Этот удивительный комплекс известен в литературе под названием «смятые диабазы» («folded diabase», Bischoff, 1954), или же «параллельный интрузивный комплекс» («sheeted intrusive complex», Gass, 1968). Французские геологи называют его «жилным комплексом» («gisement filonien», Lapierre, Rocci, 1967). В последнее время большинство геологов выделяет его под названием «комплекс параллельных даек» («sheeted complex», Mooges, Vine, 1971).

Этот интрузивный комплекс представляет собой переплетение роев (swarms) даек, прослеживающихся на расстояние более чем 100 км и слагающих основную площадь массива Троодос. Эти дайки мощностью от 1 см до 3 м зачастую буквально переполняют «нижние пиллоу-лавы» и габбро, и порой бывает очень трудно определить, в каких породах они располагаются. По краям даек хорошо видны зоны закалки. Это говорит о том, что вмещающие породы (в том числе и более ранние дайки) были уже в остывшем состоянии (Mooges, Vine, 1971). По минеральному составу и текстуре породы «комплекса параллельных даек» делятся на четыре группы (Lapierre, Rocci, 1967): 1) офиты и долериты; 2) диабазы (иногда с крупными вкрапленниками авгита и андезита); 3) лампрофиры; 4) лабрадоровые плагиоклазиты и горнблендиты (последние встречаются довольно редко). Все эти породы (за исключением даек последней группы) претерпели метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, что выражается в уралитизации и хлоритизации темноцветных минералов и сосюритизации плагиоклазов (Lapierre, Rocci, 1967; Mooges, Vine, 1971). В пределах собственно горного массива Троодос все дайки ориентированы в меридиональном направлении, а в массиве Келлаки широтно (Mooges, Vine, 1971). Поразительной особенностью «комплекса параллельных даек» является то, что он слагает как бы «пласт», перекрывающий ультраосновные породы. По мнению Д. Бишопа (Bischoff, 1954), контакт «комплекса параллельных даек» с подстилающими его породами сорван, по мнению Э. Мурса и Ф. Вайна — нормален. На нем с резким структурным несогласием располагаются породы серии «подушечных лав» («верхние пиллоу-лавы», Mooges, Vine, 1971), слагающие периферические части массива Троодос. «Полевые наблюдения указывают, что серия подушечных лав моложе, чем «параллельный интрузивный комплекс», и что они разделены крупным несогласием, представляющим период, в который вулканическая деятельность отсутствовала» (Gass, 1968, стр. 42). Почти горизонтальное залегание этих лав как на породах «комплекса параллельных даек», так и на габбро и серпентинитах прекрасно видно из карты (фиг. 65) и профилей, приложенных к работе Г. Лапьер и Ж. Рокси (Lapierre, Rocci, 1967). По данным этих же исследователей, в основании «серии пиллоу-лав» расположен вулканический агломерат, содержащий обломки офитовых габбро и долеритов, т. е. пород «комплекса параллельных даек».

Выше располагается мощная вулканическая серия (ее мощность 1000 м, Gass, 1968), для большинства эффузивов которой свойственна подушечная текстура. Для нее характерно присутствие пикритовых базальтов, описанных в свое время Дж. Гассом (Gass, 1958) под названием «ультраосновные подушечные лавы». Однако преобладают в разрезе спилиты. Меньше распространены лабрадориты и совсем редки кератофиры, возникшие, по всей видимости, по лабрадоритам (Lapierre, Rocci, 1967). Здесь же встречены покровы оливиновых базальтов. Очень редко попадаются прослой вулканических брекчий и туфов. Как мы уже говорили, лабрадориты встречены в виде даек внутри «комплекса



Фиг. 65. Геологическая карта плутоно-вулканического массива Келлаки (из работы Lapierre, Rocci, 1967)

1 — осадочные породы; 2 — комплекс пиллоу-лав; 3 — жильный комплекс; 4 — гранофиры; 5 — габбро; 6 — серпентиниты; 7 — плутонический комплекс (различные габбро и анортозиты); 8 — перидотиты; 9 — разрывные нарушения

параллельных даек», где они секут все слагающие его породы. Это, очевидно, корневые части лавовых покровов серии «верхних пиллоу-лав». Лабрадоритовые дайки почти не метаморфизованы, что отличает их от претерпевших зеленосланцевый метаморфизм вмещающих пород. Простираание молодых даек меридиональное, т. е. оно совпадает с простираанием даек в «комплексе параллельных даек». Все магматические породы принадлежат к группе известково-щелочных толеитовых базальтов, конечно за исключением кератофиров (Lapierre, Rossi, 1967).

Рассмотренный комплекс пород перекрывается известняками верхнего сенона, что однозначно указывает на верхний предел возраста ультраосновных и основных пород массива Троодос.

Большинство исследователей Кипра (Gass, 1958, 1968; Lapierre, Rossi, 1967; Böttcher, 1969; Mooges, Vine, 1971) считают, что породы массива Троодос образовались в близкое геологическое время, а именно в верхнем мелу (до сенона). Некоторое исключение составляет точка зрения И. Мурса и Ф. Вайна, которые резко разрывают возраст образования ультраосновной и основной частей комплекса Троодос. По их мнению, ультрабазиты представляют собой блок мантии, возможно, древнего возраста, а габброиды, «комплекс параллельных даек» и эффузивы являются магматическими породами верхнемелового возраста.

Мне кажется, что представления о верхнемеловом возрасте массива Троодос (всех его пород или части) основываются лишь на факте перекрытия массива Троодос кампанскими осадочными образованиями. Проблема возраста пород массива Троодос упирается в решение следующей проблемы: могут ли сопоставляться его вулканические породы с таковыми формации Маммония?

Ф. Хенсон, Р. Браун и С. Мак-Гинти (Henson, Browne, McGinty, 1949) выделили в юго-западной части о. Кипр под названием формации Маммония очень специфичный комплекс осадочных пород, состоящий в нижней части главным образом из песчаников, а в верхней — из тонкоплитчатых известняков, переслаивающихся с кремнями и красными яшмами. В известняках была собрана и определена верхнетриасовая фауна, свидетельствующая о карнийско-норийском возрасте вмещающих пород (*Daonella proboscidea* Zittel, *D. subtenins* Kite, *Halobia* cf. *lineata* Münster, *Halobia obliqua* Hanser и др.). Во многих местах породы формации Маммония чередуются с массивными и подушечными лавами основного состава. Казалось бы, этот комплекс может являться фацией серии подушечных лав Троодоса, что должно указывать также на их верхнетриасовый возраст. Однако при таком сопоставлении нужно учитывать следующие факты. Среди поля распространения пород формации Маммония и пиллоу-лав располагаются блоки экзотических пород, описанных еще Ф. Хенсоном и его соавторами (Henson, Browne, McGinty, 1949), а в последнее время Г. Лапьер (Lapierre, 1968). Это, во-первых, верхнетриасовые рифогенные известняки (формация Петра ту Румиу Ф. Хенсона) и песчаники неизвестного возраста (формация Акамас). Во-вторых, это амфиболовые гнейсы, кварциты и серпентиниты (Lapierre, 1968; Rossi, Lapierre, 1969). Подушечные лавы часто надвинуты на осадочные породы и имеют в основании тонкую серпентинизированную оторочку. Все эти породы в обнажениях часто дают сложную картину, что, очевидно, и послужило основанием для Панатасиса (цитируется по Lapierre, 1968) отнести этот комплекс пород к олистостроме, а для И. Мурса и Ф. Вайна (Mooges, Vine, 1971) выделить здесь меланж. Следовательно, на современном этапе изучения соотношение разных групп пород внутри формации Маммония (в том числе и соотношение между слоями с верхнетриасовой фауной и подушечными лавами), а также время образования этой смеси не совсем ясны.

Кроме того, несмотря на внешнюю схожесть вулканических пород массива Троодос с таковыми формации Маммония, между ними име-

ются существенные различия. Если вулканические толщи Троодоса, как я уже говорил, носят известково-щелочной характер, то лавы формации Маммония имеют ярко выраженную натриево-калиевую тенденцию. Здесь есть трахиты, латиты, андезиты, лабрадоровые порфириты, пикриты и спилиты (Rossi, Lapiègre, 1969).

Возраст изверженных пород массива Троодос остается неясным. Все же, как мне кажется, гораздо больше данных в пользу их триасового возраста, что подтверждают, на мой взгляд, следующие факты;

1) тесная пространственная связь подушечных лав с радиоляритами и верхнетриасовыми известняками формации Маммония;

2) наличие в составе тяжелой фракции песчаников формации Маммония зерен хромита (Henson, Browne, McGinty, 1949);

3) сопоставление подушечных лав Кипра с таковыми Сирии (Казьмин, 1965) и Ликийского Тавра (Magoux, 1970; Guépin-Franiette, Juteau, 1970), верхнетриасовый возраст которых, на мой взгляд, твердо доказан. Кроме того, как уже указывалось, шаровые лавы Ликийского Тавра также несут ярко выраженную пикритовую тенденцию (Juteau, 1968).

Восточный Тавр

Складчатые сооружения Восточного Тавра являются прямым продолжением систем Центрального Тавра и Александреттской зоны.

Эта структура очень подробно была описана в советской литературе В. Е. Хаином (1970) и М. Г. Ломизе (1972), из работ которых я и заимствую основные сведения о строении этого района. На юге, перед цепями Восточного Тавра, располагается погруженная часть Африкано-Аравийской платформы, в пределах которой докембрийское основание перекрыто трансгрессивными терригенными толщами (Сп—D), выше которых располагаются преимущественно мелководные карбонатные серии перми, триаса и юры (Rigo de Righi, Cortesini, 1964). С крупным разрывом, достигающим кровли ордовикских отложений, на них залегают карбонатные отложения формации Мардин альб-туронского возраста, перекрытые кремнистыми известняками нижнего сенона и флишсоидными образованиями кампана — нижнего маастрихта. Верхний маастрихт сложен мощным олистостромовым комплексом, олистолиты в котором представлены «...геосинклинальной литологической ассоциацией (радиоляриты, офиолиты, разнообразные сланцы), которая первоначально находилась во внутреннем мезозойском подвижном поясе к северу от шельфа юго-восточной Турции и относится к «Таврской эвгеосинклинали»... (Rigo de Righi, Cortesini, 1964, стр. 1922).

Формирование этой олистостромы, известной в литературе под названием «олистострома Бесни», связано со становлением «покрова Кеван» (оба этих названия предложены М. Риго де Риги и А. Кортезини). Образование покрова Кеван, по мнению этих авторов, связано с комбинацией тангенциальных сжатий в осевой части офиолитовой зоны, выжавших этот покров, с последующим его гравитационным оползанием в центральную часть депрессии, возникшей между эмбриональным поднятием эвгеосинклинали и краевой частью Африкано-Аравийской платформы. Во время гравитационного оползания покров Кеван захватывал и толщи, накапливавшиеся в это время во внутренней части поднятия. В настоящее время первичная палеогеографическая обстановка восстанавливается лишь при анализе обломочных включений в олистостроме Бесни. М. Риго де Риги и А. Кортезини выделяют три таких фациальных комплекса.

1. Комплекс Хезан — известняки и мергели, накопившиеся в неритовых и местами в батинальных условиях от юры до раннего мела. В первичной структуре прогиба они занимали наиболее внешнее положение.

2. Комплекс Пердесо — разноцветные глинистые сланцы, иногда кремнистые, с прослоями кремней и мергелистых известняков. Эти породы содержат экзотические блоки мезозойских известняков и изверженных пород. Мощность комплекса Пердесо около 2100 м. Возраст сланцев ниже- и верхнемеловой. Эти породы первично располагались к северу от комплекса Хезан.

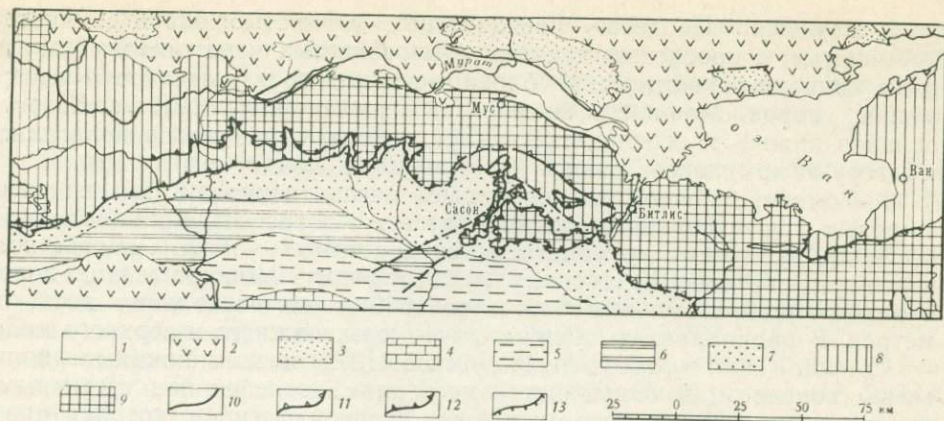
3. Комплекс Джермин — огромные массы перидотитов, спилитов, шаровых лав и туфоагломератов. Здесь же встречены кремнистые известняки, пурпурные кремнистые сланцы (яшмы? — А. К.), иногда подвергнутые низкотемпературному метаморфизму. Мощность этих пород в олистостроме Бесни колеблется от 1000 м до нескольких десятков метров. В радиоляритах найдена фауна юры, нижнего и верхнего мела.

Покров Кеван в работе М. Г. Ломизе (1972) назван нижним офиолитовым покровом. В большинстве мест он «...погребен под третичными отложениями ...На востоке он сложен «серией Джило», которая представляет собой линзообразную перемежаемость красных радиоляритов, известняков, подушечных лав и серпентинитов общей мощностью в несколько сотен метров» (Ломизе, 1972, стр. 19).

Как покров Кеван, так и олистострома Бесни перекрыты мелководными терригенными и карбонатными осадками палеогена и неогена. На плиоценовые отложения надвинут Маденский покров, выделенный под этим названием В. Е. Хаиным (1970). Этот покров в значительной части сложен породами офиолитовой серии, что дало возможность М. Г. Ломизе (1972) назвать его «верхним офиолитовым покровом». «По сравнению с «цветным меланжем» нижнего покрова (покрова Кеван.— А. К.) в нем заметно выше доля флишоидных отложений и известняков, возникших за счет переработанных и включенных в него отложений верхнего сенона, палеоцена и эоцена. Вся масса пород испытала разлинзование, особенно напряженное перед фронтом покровов Битлис и Пютюрге. На менее нарушенных отрезках слои начиная от маастрихта и выше обладают первичными условиями залегания и с разрывом перекрывают меланж, сформированный более ранними движениями. Участки палеоценовой и эоценовой оболочки меланжа сохранились на востоке зоны. На остальной площади нуммулитовые известняки оболочки были в ходе надвигов и чешуйчатых дислокаций «запаханы» в меланже. Таким образом, «цветной меланж» верхнего покрова представляет собой более позднюю генерацию, порожденную позднеальпийским тектогенезом» (Ломизе, 1972, стр. 20).

Меланж Маденского покрова по очень пологому нарушению перекрыт покровом кристаллических пород массивов Битлис и Пютюрге (Битлисский покров, по В. Е. Хаину, 1970; фиг. 66). Этот пологий надвиг прослеживается от района Малатьи до района Битлиса на расстояние более 500 км. «В районе истоков Тигра и на востоке в пограничном с Ираном районе выходы метаморфических пород прерываются, и резко расширяется поле распространения офиолитового комплекса. Эти участки следует, очевидно, трактовать как тектонические окна в покрове метаморфических образований» (Хаин, 1970, стр. 13). По мнению В. Е. Хаина, продолжение Битлисского покрова находится на территории Ирана, где вновь обнажены метаморфические породы, перекрытые пермскими известняками.

С севера Битлисский покров граничит с областью, которая «...сложена в основном карбонатными и флишевыми отложениями верхнего сенона — эоцена, из-под которых местами выступает офиолитовый комплекс, причем кое-где можно наблюдать трансгрессивное залегание верхнего сенона на этом комплексе. Степень дислоцированности слоев сенона — эоцена ...чрезвычайно высокая, а стиль деформаций очень сложный, что указывает на возможность крупных горизонтальных перемещений» (Хаин, 1970, стр. 13).



Фиг. 66. Тектоническая карта цепи Битлис (по Radelli, 1971)

1 — депрессия Мурат-Ван; 2 — современные вулканические породы; 3 — северная кайнозойская платформа; 4 — южная платформа; 5 — краевые складки; 6 — подзона структуры подножий; 7 — подзона Лис; 8 — офиолитовая зона; 9 — кристаллический массив и покровы основания; 10 — сбросы; 11 — взбросы; 12 — шарьяжи; 13 — деформированный разрыв Геваша

Амплитуда перемещения покровов Восточного Тавра очень велика и вполне возможно, что «...область корней» этого покрова следует искать, видимо, в зоне Североанатолийского — Северованского разломов» (Хаин, 1970, стр. 13).

ИРАН

Выходы пород офиолитового комплекса на территории Ирана объединяются в три группы. К первой из них относятся офиолиты складчатой системы Загроса, протягивающиеся из западного Ирана до района г. Бендер-Аббас. Ко второй группе принадлежат вытянутые в широтном направлении выходы серпентинитового меланжа, окаймляющие с юга подножия Восточного Эльбурса. И, наконец, к третьей группе относятся цепочки тел офиолитов, ориентированные в меридиональном направлении. Это офиолиты Найна и восточного ограничения Лутского блока.

Офиолитовые серии Белуджистана (Иран), обнаженные к востоку от г. Бендер-Аббас, а также связанные с ними выходы меланжа, разделяющие впадину Лут от Южно-Афганской впадины, в настоящей работе не рассматриваются.

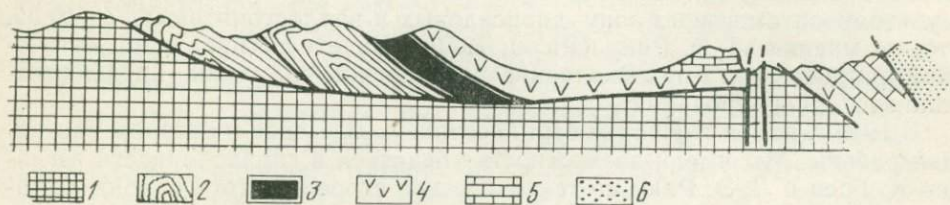
Рассмотрим строение складчатых сооружений Загроса, поскольку его структура представляется наиболее ясной.

В районе г. Нейриз в 1950 г. К. Греем (Gray, 1950) был установлен крупный тектонический покров (названный им радиолярит-офиолитовым), располагающийся на карбонатных разрезах внешней зоны Загроса. Становление этого покрова произошло перед маастрихтом, а его перемещение было направлено с северо-востока на юго-запад. Последующее изучение этого района, проведенное Л.-Э. Рикю (Rico, 1968, 1970, 1971), подтвердило выводы К. Грея (фиг. 67). С юго-запада на северо-восток здесь выделяются следующие структурно-фациальные зоны.

Складчатый пояс Загроса (Штеклин, 1966) возник вдоль опущенного края Аравийской платформы. «Начиная с пермского или раннемезозойского времени эта окраинная часть платформы развивалась как постепенно погружающийся прогиб ...Этот прогиб выполнен непрерывным и согласным разрезом морских осадков мощностью в несколько тысяч метров и возрастом от перми до неогена. Эти осадочные породы

несогласно залегают на древних породах палеозойской платформы, которые представлены в восточной части прогиба инфракембрийскими отложениями соли. Вся эта необычайно мощная и непрерывная осадочная формация была смята только в последнюю фазу альпийской орогении — в плио-плейстоценовое время» (Штеклин, 1966, стр. 15—16).

Описанная И. Штеклином картина характерна для так называемой внешней зоны Загроса (Хаин, 1970). В более внутренних (северо-восточных) частях этой зоны мезозойский разрез обладает некоторым своеобразием. Здесь, по данным Л.-Э. Рику (Rico, 1968), триасовые отложения представлены доломитами мощностью около 800 м. Эти породы перекрываются черными мергелями с пластами доломитов и известняков, возраст которых верхний триас — нижняя юра (мощность 300 м). Остальная часть юрского разреза представлена километровой толщей массивных известняков с пластами мергелей в верхней части. Нижний и средний мел сложен известняками, мергелистыми известняками и мергелями (1400 м). Интересно, что туронские мергелистые известняки содержат олистолиты радиоляритов. Нижнесенонские пески также переполнены обломками радиоляритов (50 м), а верхний сенон представлен мелководными известняками с гигантскими рудистами. Палеоценовые красные мергели, конгломераты с обломками радиоляритов и гипсами с размывом перекрывают все нижележащие отложения вплоть до турона.



Фиг. 67. Профиль через Загрос в районе Нейриза (по Rico, 1968)

1 — карбонатные серии автохтона (триас — средний мел); 2 — радиоляриты (триас — юра — нижний мел); 3 — цветной меланж; 4 — серпентиниты; 5 — известняки верхнего сенона; 6 — породы Центрально-Иранского блока

Северо-восточнее этой части внешней зоны Загроса располагается зона надвигов Загроса (Штеклин, 1966), или внутренняя зона Загроса (Хаин, 1970), или зона Пичакун (Rico, 1968). Все породы, формирующие эту часть структуры Загроса, находятся в аллохтонном залегании, и лишь иногда из-под них в тектонических окнах обнажены верхнемеловые породы, типичные для разрезов внешнего Загроса (Gray, 1950; Rico, 1968). Во внутренней зоне Загроса, как показал М. Г. Ломизе (1972), основывавшийся на информации Л.-Э. Рику, возможно выделение двух крупных покровных пластин. Нижний шарьяж (зона Пичакун, по Л.-Э. Рику) сложен исключительно осадочными породами. Это черные мергели с прослоями известняков (верхний триас), кремнистые брекчиевидные и оолитовые известняки юры, сменяющиеся радиоляритами, которые перекрыты конгломератовидными известняками апга. Мощность всего разреза около 700 м (мощность аналогичных по возрасту образований во внешней зоне Загроса равна 2700 м).

Внутри покрова Пичакун, ширина которого достигает 50 км (± 10 км), с юго-запада на северо-восток устанавливается определенное изменение фаций и мощностей слагающих его образований (Rico, 1968).

Так, например, если во «внешней» зоне покрова толща юрских (?) известняков (возраст этой толщи недостоверен, что подчеркивает сам Л.-Э. Рику) имеет мощность 200 м, то во «внутренней» всего 60 м. В этом же направлении пласты брекчиевидных известняков, прослаи-

вающих этот разрез, меняют мощность от 50 см до 1—2 м. Во «внешней» зоне покрова Пичакун мощность чистых радиоляритов равна всего 60 м, а во «внутренней» она достигает 400 м.

По мнению Л.-Э. Рику, такая картина обусловлена постепенным углублением морского бассейна в северо-восточном направлении. Очень сложна проблема возраста радиоляритов. По мнению Л.-Э. Рику (Rico, 1968), они верхнеюрские — нижнемеловые (доаптские). В то же время К. Грей (Gray, 1950) на основании определения радиолярий не исключает, что часть их, возможно, имеет верхнетриасовый возраст.

Я думаю, что большая мощность радиоляритов во «внутренней» части покрова Пичакун связана с их большим возрастным интервалом образования по сравнению с таковыми во «внешней» зоне. Возможно, что юрские (а может быть и триасовые) карбонатные и карбонатно-кремнистые осадки в более глубоких частях морского бассейна замещались чистыми радиоляритами.

Амплитуда перемещения покрова Пичакун оценивается в интервале от 55 км (для его внешней части) до 90 км (для его внутренней части).

На пластине Пичакун располагается офиолитовый покров, нижняя часть которого сложена типичным меланжем, а верхняя — крупными массивами серпентинитов, содержащими блоки радиоляритов. В ультраосновном массиве Нейриз в серпентиниты включены крупные блоки мраморизованных известняков неизвестного возраста. Эти породы граничат с ультрабазитами через зону диопсидовых и волластонитовых скарнов, что, по мнению Л.-Э. Рику (Rico, 1971), свидетельствует о магматической природе контакта. Внедрение ультраосновной магмы предшествовало эпохе шарьирования.

В 1969 г. район г. Нейриз был посещен А. В. Пейве и автором настоящей работы. Мы имели возможность убедиться в справедливости взглядов К. Грея и Л.-Э. Рику на тектоническое строение этого района, однако магматическая природа контакта серпентинитов и мраморизованных известняков не представляется нам столь ясной. Ультраосновной массив Нейриз, по нашим наблюдениям, сложен необычайно сильно рассланцованными, перетертыми и брекчированными серпентинитами, содержащими блоки и будины относительно менее серпентинизированных перидотитов, а также редкие будины родингитового состава. Хорошо видно, что диопсидовые и волластонитовые скарны как бы спаивают серпентиниты и известняки, причем часть этих скарнов развивается по серпентинитам. Местами внутри «эндоконтактовой» части скарна прекрасно видны реликты сланцеватой и брекчиевидной текстуры серпентинитов. Это немедленно наводит на мысль, что формирование скарнов произошло уже по серпентинизированным и передробленным ультрабазитам, что, следовательно, никак не говорит в пользу магматической природы этого контакта. Кроме того, наличие родингитов в серпентинитах указывает, что процесс кальциевого метасоматоза охватил не только контактовую зону серпентинитов и мраморизованных известняков, но и все серпентинитовое тело.

Можно думать, что диопсид-волластонитовые скарны образовались при воздействии горячих гидротермальных растворов, обогащенных кальцием, циркуляция которых происходила уже после серпентинизации и тектонической переработки ультрабазитов.

И серпентинитовый меланж, и серпентиниты офиолитового покрова внутренней зоны Загроса трансгрессивно перекрыты верхнесенонскими мелководными известняками. Амплитуда перемещения офиолитового покрова не менее 100 км (Rico, 1968).

Внутренняя зона Загроса с северо-востока ограничена крупным разрывным нарушением — главным надвигом Загроса, вдоль которого метаморфические и осадочные породы центрального Ирана (Штеклин, 1966) надвинуты на эоценовые известняки и миоценовый флиш краевой

части внутренней зоны Загроса. Стратиграфический разрез центрального Ирана, который, по мнению И. Штеклина (1966), неотличим от такового Аравийской платформы, не имеет ничего общего с разрезом Загроса. В его краевой части располагаются метаморфические образования (частично, возможно, мезозойского возраста), перекрытые угленосным комплексом нижней юры и нижнемеловыми карбонатными сериями.

Сложная покровно-надвиговая структура краевой части Загроса установлена Ж. Бро и в районе Керманшаха, т. е. в 800 км к северо-западу от района г. Нейриз (Braud, 1970).

Здесь в видимом разрезе автохтона располагаются черные доломиты и карбонатные брекчии мощностью от 3 до 400 м, возраст которых неизвестен. Выше — мергелистые известняки сеномана, турона и нижнего сенона. Их мощность колеблется от 8 до 900 м. Верхам сантонского яруса и кампану соответствует 200-метровая толща органогенно-обломочных известняков и мергелей, перекрывающаяся мергелисто-песчаниковым флишем маастрихтского яруса и палеоцена. Мощность флиша около 300 м. На этих автохтонных образованиях располагается серия тектонических покровов, среди которых Ж. Бро выделяет следующий ряд пластин (снизу вверх):

1) покров радиоларитов Керманшаха. В его строении принимают участие (снизу вверх в стратиграфической последовательности): органогенно-обломочные и оолитовые известняки с прослоями яшм (450 м); яшмы, главным образом красного цвета, иногда коричневые или зеленые с редкими прослоями известняков и мергелей (3—500 м). Возраст этих пород скорее всего триас — юра и нижний мел;

2) покров Биситун сложен мощной монотонной толщей (2700 м) тонких известняков, возраст которых скорее всего юра — средний мел;

3) зона чешуй, сложенная третичными породами и офиолитами во фронте главного надвига Загроса. Эти чешуи перекрыты крупной пластиной Камиаран, состоящей из долеритов и габбро;

4) покров Арсин сложен типичным серпентинитовым меланжем, в котором встречены все породы офиолитовой ассоциации. Этот меланж трансгрессивно перекрывается органогенно-обломочными известняками олигоцен-миоценового возраста.

Покров Арсин с северо-востока оборван полосой главного надвига Загроса. К северу от него в пределах зоны центрального Ирана (в понимании И. Штеклина, 1966) обнажаются выходы серицит-хлоритовых сланцев, содержащих прослой мраморов и вулканических пород. Прямо на них трансгрессивно располагаются мелководные известняки верхнего мела.

Таким образом, и в районе Керманшаха породы офиолитовой ассоциации слагают тектонические пластины и чешуи. Становление этих покровов происходило в два этапа: первый — досреднеэоценовый, второй — скорее всего плиоценовый (Braud, 1970). Неясно первичное положение известняков покрова Биситун. По мнению Ж. Бро, они некогда располагались рядом с радиоларитовым комплексом.

Таким образом, в поперечной структуре этой части Ирана устанавливаются три большие структурно-фациальные зоны, из которых средняя (внутренняя зона Загроса, или зона надвигов Загроса) с двух сторон обрамлена крупными разрывными нарушениями. С юго-запада это пологий надвиг, с северо-востока — более крутой главный надвиг Загроса. Очень важным, на мой взгляд, является следующее обстоятельство: в отдельных чешуях внутреннего Загроса в пределах триасового, юрского и нижнемелового (доапского) разреза устанавливаются относительно глубоководные фации, которые можно считать переходными к разрезам офиолитового комплекса. Картина фациальных замещений здесь весьма близка к таковой, описанной нами в пределах северной Италии, Югославии и Греции.

Прямым продолжением на запад складчатой системы Загроса является зона Восточного Тавра в Турции, в строении которых наблюдается много общих черт.

И в Турции, и в Иране офиолитовые покровы (внутренняя зона) надвинуты на погруженную часть Африкано-Аравийской платформы. Офиолитовые комплексы тектонически перекрыты метаморфическими образованиями (докембрий?). И в Восточном Тавре, и в Загросе устанавливаются две фазы становления покровов, первая из которых совпадает с концом верхнего мела, вторая — с концом плиоцена.

Не исключена возможность, что главный надвиг Загроса в западном направлении переходит в надвиг Битлис, а продолжением покрова Маден в Иране служит покров внутреннего Загроса. Правда, В. Е. Хаин (1970) предполагает, что продолжением линии фронта Маденского покрова является главный надвиг Загроса. Однако при такой точке зрения надо предполагать, что одно и то же тектоническое нарушение располагается вдоль края разных структурных единиц, что вряд ли справедливо.

Можно думать, что амплитуда главного надвига Загроса постепенно возрастает в северо-западном направлении, и постепенно он преобразуется в настоящий покров (Битлисский), который к северо-западу от Дирбаркира целиком тектонически перекрывает даже внешнюю зону Загроса. Если при этом вспомнить, что офиолитовые покровы Александреттской зоны, являющиеся, очевидно, обнаженным продолжением покрова Кеван Восточного Тавра, целиком располагаются на платформенных образованиях Африкано-Аравийской платформы (в их нормальных мощностях и фациях), то сделанный вывод об увеличении амплитуды перемещения покровов с востока на запад найдет еще одно подтверждение.

Офиолитовый комплекс северного Ирана может быть охарактеризован серпентинитовым меланжем района г. Сабзевар, где его выходы вскрыты в виде широтно вытянутых полос в хребтах Джагатай и Кухемиш. Внутри этих хребтов выходы серпентинитового меланжа слагают прерывистые линзовидной формы тела, располагающиеся среди верхнемеловых и палеогеновых пород. К сожалению, детальное описание этих образований в литературе отсутствует, а из той единственной работы, которая известна автору, понять что-либо трудно. Вот как, например, описывает меланж, расположенный к югу от г. Сабзевар, Г. Ферстер: «Верхний мел представлен необычным флишем (?— А. К.), называемым «цветным меланжем» А. Гансером: в нем выделяются базальты (иногда шаровые лавы), андезиты и туфы, радиолариты и кремни, граувакки и мелкозернистые известняки,... ультраосновные потоки, титано-авгитовые и анортоклазовые порфириды перемешаны с экзотическими блоками и флишем» (Förster, 1968, стр. 197).

В связи с этим я буду опираться на результаты собственных наблюдений, проведенных в этом районе совместно с А. В. Пейве осенью 1969 г. Посещение этих обнажений стало возможным лишь благодаря любезности доктора И. Штеклина.

В хр. Джагатай, в районе хромитового рудника Форумад, вскрыт типичный серпентинитовый меланж, «цемент» которого состоит из сильно рассланцованных и будинированных серпентинитов. В эту разлинзованную массу погружены многочисленные включения преимущественно осадочных пород. Преобладают глыбы белых и розовых известняков сена (глоботрункановые известняки, как их называют иранские геологи). Эти тонкоплитчатые и хорошо слоистые породы содержат прослойки и линзы красных, розовых и черных кремней. Помимо этих образований встречаются глыбы хорошо слоистых красных яшм, содержащих многочисленные прожилки кварца. Возраст этих пород не известен. Не исключено, что они имеют нижнемеловой возраст. Реже встречаются глыбы диабазов, внутри которых видны просечки и пропластки красных яшм и известняков, габброиды и анортозиты.

Серпентинитовый меланж хр. Джагатай слагает типичную протрузию, прорывающую глоботрункановые известняки верхнего мела (прекрасный разрез их вскрыт к северу от г. Сабзевар) и вулканогенную толщу палеоцен-эоцена, которая с постепенным переходом сменяет вверх по разрезу известняки верхнего мела. В вулканогенной толще встречаются отдельные пласты и пачки андезитовых порфиритов, но резко преобладают вулканокластические породы: различные туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты.

Южнее г. Сабзевар, в хр. Кухемиш, разрез глоботрункановых известняков подстилается туфогенной толщей, возраст которой также верхнемеловой. Это туфы андезитовых порфиритов. В южном борту хребта по тектоническому контакту с этими отложениями граничит комплекс габброидов, сменяющийся к югу мощной толщей диабазов, метаморфизованной в фации зеленых сланцев. По контакту этих пород располагается тело серпентинитов, содержащее многочисленные будинированные тела родингитов. Отдельные линзовидные тела серпентинитов встречаются и вдоль тектонического контакта, отделяющего габброиды от туфогенной пачки верхнего мела.

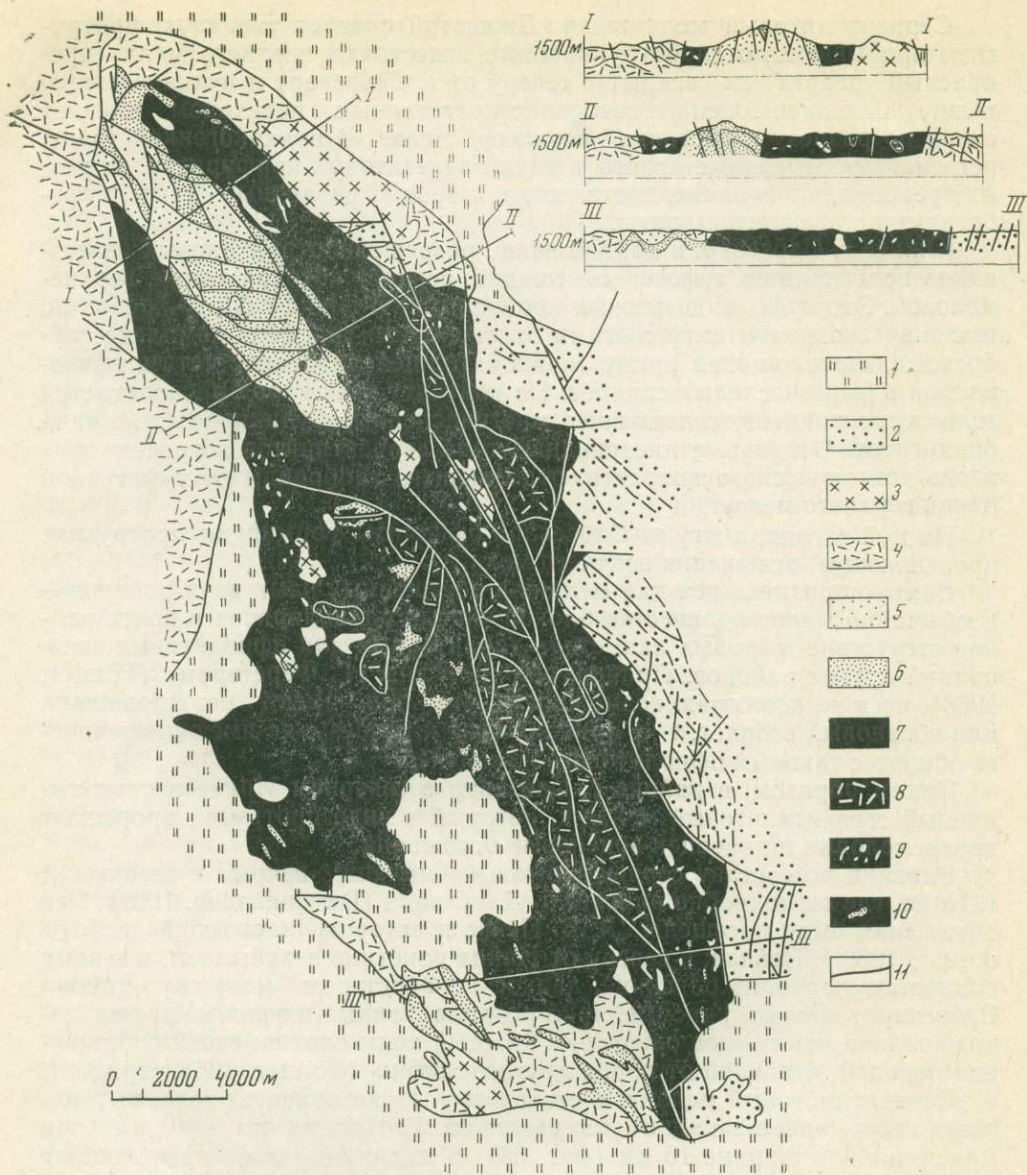
На мой взгляд, к югу от Сабзевара офиолиты формируют протрузию, прорывающую отложения верхнего мела.

Самое поразительное для меланжа посещенных нами двух районов — необычайно малое количество блоков чистых радиоларитов и почти полное отсутствие шаровых лав, столь характерных для офиолитовых ассоциаций других районов. Правда, они описаны Г. Ферстером (Förster, 1968), но я не исключаю возможности, что они имеют верхнемеловой или эоценовый возраст, т. е. принадлежат к разрезу, не имеющему ничего общего с таковым офиолитового комплекса.

Таким образом, в районе г. Сабзевар в северном Иране вскрыт типичный серпентинитовый меланж, который в виде протрузий прорывает верхнемеловый и палеоцен-эоценовые отложения.

Близкий по составу серпентинитовый меланж вскрыт к северу от г. Найн, где он подробно описан М. Давудзаде (Davoudzadeh, 1969). Эти обнажения были посещены А. В. Пейве и автором настоящей работы осенью 1969 г. Пейзаж к северу от Найна поистине незабываем, и к нему полностью подходит описание, данное Г. Ферстером меланжу района Сабзевара: «Белые, красные, ярко розовые, черные и зеленые холмы низаны как жемчужное ожерелье. Каждый холм сложен своей собственной породой, отличной от пород другого холма» (Förster, 1968, стр. 202).

Серпентинитовый меланж к северу от г. Найн образует тело, вытянутое в север-северо-западном направлении. Его длина около 40 км при максимальной ширине 15 км (фиг. 68). В меланже резко преобладают сильно серпентинизированные ультраосновные породы, в которых в виде отдельных блоков залегают относительно менее серпентинизированные энстатитовые дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и пироксениты (Davoudzadeh, 1969). Внутри серпентинитов встречены многочисленные включения метаморфических, вулканических и осадочных пород. Величина этих тектонических отторженцев варьирует от нескольких до многих сотен метров. Среди них М. Давудзаде описывает глоботрункановые известняки с прослоями красных и темных радиоларитов (сенон), песчанистые известняки (палеоцен — нижний эоцен) и чистые радиолариты, возраст которых не известен. Среди включений вулканических пород М. Давудзаде упоминает только диабазы. По нашим наблюдениям, помимо этих диабазов, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, в серпентинитовом меланже района г. Найн присутствуют тектонические отторженцы роговообманковых габбро и пород, которые могут быть названы габбро-диабазами. Включения шаровых лав и спилитов здесь отсутствуют (Davoudzadeh, 1969). Из метаморфических пород в меланже присутствуют хлоритовые сланцы и амфиболиты (иногда полосчатые).



Фиг. 68. Геологическая карта района, расположенного к северу от г. Найн (из работы Davoudzadeh, 1969, сильно схематизировано)

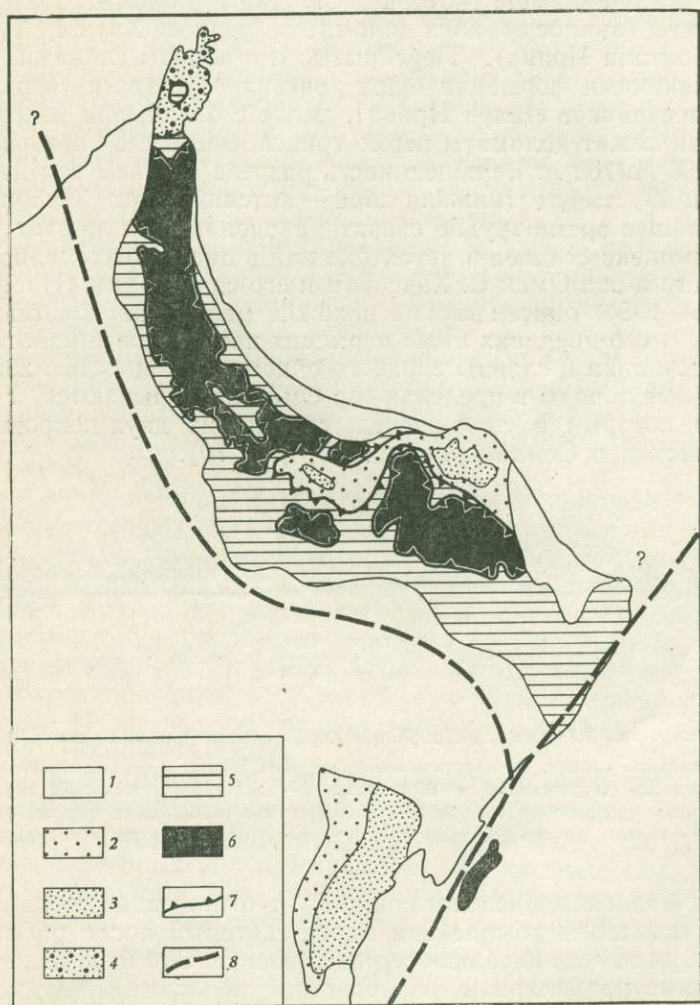
1 — современные отложения нерасчлененные; 2 — эоцен-плиоценовые отложения нерасчлененные (конгломераты, песчаники, мергели, известняки); 3 — олигоценные (или более молодые) диориты и гранодиориты; 4 — эоцен — нижний олигоцен (базальты, андезиты, дациты, кварцевые порфиры и их пирокластические аналоги); 5 — известняки и диабазы палеоцен-эоцена; 6 — сенон (известняки и радиоляриты); 7 — серпентиниты; 8 — гарцбургиты, частично серпентинизированные; 9 — блоки радиоляритов, диабазов и сенонских известняков в меланже; 10 — блоки метаморфических пород; 11 — разрывные нарушения; I—I, II—II, III—III — линии профилей

Как это хорошо видно из фиг. 68, серпентинитовый меланж слагает типичную протрузию, прорывающую глоботрункановые известняки сенона, нуммулитовые известняки палеоцена — нижнего эоцена, вулканогенно-осадочную серию эоцена — нижнего олигоцена и осадочную серию эоцен-палеоценового возраста. Интересно, что система разрывных нарушений, рассекающих серпентинитовый меланж, прослеживается и среди современных отложений (см. фиг. 68), что свидетельствует о продол-

жающемся в настоящее время «выдавливании» меланжа. Судя по данным М. Давудзаде, первый этап становления меланжа произошел до начала формирования осадочной серии, базальные конгломераты которой налегают непосредственно на серпентинитовый меланж и содержат его обломки.

ОМАН

В пределах территории Омана офиолитовый комплекс слагает огромные площади и протягивается с северо-запада на юго-восток вдоль побережья Оманского залива на 500 км. Здесь офиолиты формируют наиболее возвышенные части рельефа (хребты Западный и Восточный Хаджар, Джебель-эль-Ахдар). Повсеместно эти породы залегают в аллохтоне, надвинутом на осадочные породы Аравийской платформы (автохтон; фиг. 69).



Фиг. 69. Геологическая схема Омана (по Lees, 1928)

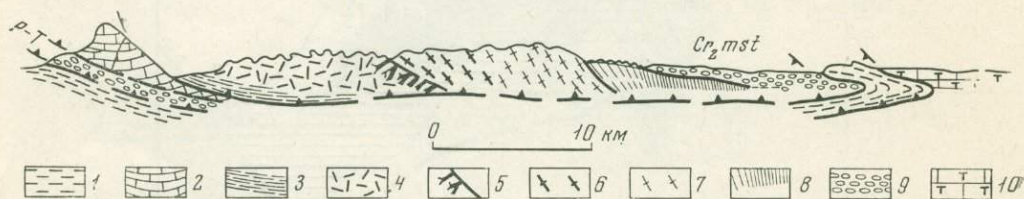
1 — преимущественно кайнозойские отложения; автохтон, платформенные фации; 2 — известняки (пермь — нижняя часть верхнего мела), 3 — отложения докембрия — карбона нерасчлененные; аллохтон: 4 — платформенные фации, 5 — преимущественно радиолариты, 6 — ультрабазиты, габбро и другие изверженные породы; 7 — границы шарьяжей; 8 — предполагаемые разломы

Самый полный разрез автохтонных образований вскрыт на юго-восточном побережье Омана, вдоль берега залива Масира. Здесь наиболее древними породами, обнажающимися в ядре массива Хауши Хукф (Lees, 1928), являются амфиболиты и гнейсы. На них залегает слабо метаморфизованный комплекс пород, представленный песчаниками, доломитами и обломочными породами. Венчается разрез доломитами, которые с несогласием перекрываются континентальными песчаниками и глинами нижне-среднекембрийского возраста (Tschopp, 1967). Кембрийские породы перекрываются конгломератами, песчанистыми известняками и глинами пермского возраста общей мощностью 350 м. Выше располагается непрерывный карбонатный разрез пермо-триаса, юры и нижнего мела, на которых лежат песчаники и известняки палеогена (Tschopp, 1967).

В пределах гор Оман платформенные образования вскрыты к югу от г. Маскат. По описанию Р. Чоппа (Tschopp, 1967), в их основании расположены конгломераты, похожие на тиллиты, мелководные известняки, песчаники и глины, выше которых залегают доломиты, содержащие строматолиты (аналог верхних доломитов разреза Хауши Хукфа и доломитов Солтани Ирана). Перекрывают эти породы глинами и кварцевыми песчаниками формации Фара (очевидно, аналоги «верхних кварцитов» и песчаников Лалун Ирана). Выше с базальным конгломератом в основании лежат доломиты пермо-триаса, мощность которых колеблется от 200 до 700 м. Верхнюю часть разреза слагают так называемые известняки Лусандум (нижняя юра — аптский ярус; Tschopp, 1967).

В настоящее время трудно сказать, располагается ли этот платформенный комплекс осадков в автохтоне или в параавтохтоне, поскольку в южной части п-ова Оман С. Хадсоном и его соавторами (Hudson, Browne, Chatton, 1954) описан весьма похожий разрез, располагающийся в аллохтоне. В его пределах ниже пермских песчаников и известняков находятся песчаники и сланцы верхнего ордовика мощностью 290 м.

Описанные породы в пределах гор Оман перекрываются гигантским шарьяжем, который в свою очередь состоит из двух покровных пластин — Хавасина и Семайл (Lees, 1928; фиг. 70).



Фиг. 70. Схематический поперечный разрез через покров Семайл (по Reinhardt, 1969)

1 — геосинклинальные осадки; 2 — экзотические блоки известняков; 3 — расщепленные серпентиниты; 4 — массивные серпентиниты и перидотиты; 5 — зона габброидных даек в ультрабазитах; 6 — грубозернистые габброидные породы; 7 — тонкозернистые габброидные породы; 8 — рой диабазовых даек; 9 — лавы с подушечной текстурой; 10 — трансгрессивные слои маастрихта и палеогена

Покров Хавасина, располагающийся на отложениях серии Лусандум, слагается сложным комплексом пород, который после работ Г. Лиса (Lees, 1928) получил название серии Хавасина. Это перемешанные и переробленные радиоляриты, разноцветные пепловые туфы, тонкослоистые плитчатые известняки, трахиты, риолиты, базальтовые туфы, метаморфизованные основные лавы (Lees, 1928; Hudson, McGugan, Morton, 1954). В южной части п-ова Оман среди этих пород встречены мусковит-эпидот-кварцевые сланцы, гранулиты, амфиболиты и серпентиниты (Hudson, Browne, Chatton, 1954). Повсеместно среди перечисленных пород встречены огромные блоки брекчированных и перекристаллизованных

ных известняков объемом от десятков до многих тысяч кубических метров. В них встречается плохой сохранности фауна, позволяющая говорить о пермском, триасовом, юрском и меловом возрасте отдельных отторженцев. По составу они непохожи на соответствующие им по возрасту породы автохтона (Tschopp, 1967). Минимальная мощность покровной пластины Хавасина 1500 м (Lees, 1928). Возраст радиоляритов и связанных с ними известняков очевидно верхнеюрский — неокомский. Это заключение основывается на находке радиолярий соответствующего возраста (Davis, 1950) и микрофауны, среди которой определены *Calpionella cf. alpina* Lorenz., *Trocholina*, *Quinqueloculina* sp. (Hudson, McGugan, Morton, 1954). Кроме того, о возрасте пород покрова Хавасина можно судить, исходя из следующего факта. В районе Джебель Хагаб (п-ов Оман) прямо на породах серии Хавасина располагаются конгломераты, пески, мергели и известняки слоев Лакшатра. В базальных конгломератах этой толщи содержатся обломки радиоляритов, серпентинитов, карбонатизированных основных лав, спилитов, кварцитов и кварцитовидных песчаников. Выше конгломератов в известняках найдены фораминиферы *Orbitolina cf. concava*, *O. cf. discoides*, *Orbitolinopsis*, *Begia*, *Cyclammina*, *Idalina*, *Quinqueloculina*. Эта фауна позволяет говорить об аптальбском возрасте вмещающих их отложений (Hudson, McGugan, Morton, 1954). В другой работе Р. Хадсона и его соавторов (Hudson, Browne, Chatton, 1954), посвященной более южным районам п-ова Оман, указывается на факт налегания барремских отложений на породы серии Хавасина, однако список фауны не приводится.

Судя по приведенному описанию серии Хавасина, не возникает сомнения, что покров Хавасина сложен типичным полимиктовым меланжем, в котором соседствуют породы разного возраста и происхождения. Под названием «цветной меланж», в понимании А. Ганссера, эти породы были недавно упомянуты в работе Б. Рейнхардта (Reinhardt, 1969)¹.

Выше покрова Хавасина располагается покров Семайл, сложенный исключительно породами ультраосновного и основного состава. Минимальная мощность этого покрова 1300 м (Lees, 1928), может быть, и 2000 м (Tschopp, 1967).

Контакт пород покрова Хавасина с породами покрова Семайл не всеми исследователями понимается одинаково, хотя все они убеждены в наличии двух самостоятельных покровных пластин. Г. Лис (Lees, 1928) подчеркивает теснейшую связь этих двух тектонических комплексов и считает, что в верхней части разреза породы покрова Хавасина как бы переслаиваются с изверженными породами покрова Семайл. Р. Хадсон и его соавторы (Hudson, Browne, Chatton, 1954) описывают в основании верхнего покрова гигантскую тектоническую брекчию, разделяющую эти два шарьяжа. Очень резкую границу между покровами проводит и Б. Рейнхардт (Reinhardt, 1969).

Оман, по всей видимости, является единственным местом, где никогда и никем не ставился вопрос об интрузивном происхождении ультраосновных пород (в современной структуре). «При петрографическом изучении (ультраосновных пород Омана.— А. К.) не было получено никаких доказательств тому, что серпентиниты являются интрузией или экструзией, холодной или горячей. Ясно то, что они достигли своего современного положения в результате крупных надвиговых движений, сопровождавшихся метаморфизмом» (Dunham, дискуссия по докладу Hudson, Browne, Chatton, 1954, стр. 103).

¹ Необходимо отметить, что некоторые авторы (Morton, 1959; Wilson, 1969) «...истолковывают радиоляриты как автохтонные отложения (позднемеловые), наличие экзотического материала связывают с подводным оползнем, а перемещение серпентинитов, габбро и базальтоидов из области Оманского залива — с течением подводных лавовых потоков соответствующего состава» (Ломизе, 1972, стр. 17).

Внутреннее строение покрова Семайл, по крайней мере в центральной части гор Оман (см. фиг. 70), было недавно изучено Б. Рейнхардтом (Reinhardt, 1969). Им же было дано детальное петрографическое описание пород, слагающих этот покров.

Наиболее примечательной чертой покрова Семайл (в части, описанной Б. Рейнхардтом) является закономерное появление все более и более молодых пород офиолитовой ассоциации в направлении с юго-запада на северо-восток (см. фиг. 70).

Во фронте покрова Семайл располагаются серпентинитовые сланцы, которые как бы «подстилают» часть пластины, сложенной ультрабазами. Выше располагаются энстатитовые перидотиты мощностью около 800 м. Ультрабазиты сменяются сложной серией пород основного состава. В ее основании выделяется так называемый полосчатый комплекс, состоящий из переслаивания троктолитов (темные прослойки) с крупнозернистыми эвкритовыми габбро и плагиоклазитами (светлые прослойки). Выше располагаются крупнозернистые роговообманковые габбро с параллельной текстурой. Мощность этой части разреза, выделяемой Б. Рейнхардтом под названием «грубозернистые габброидные породы», около 1 км. Эти породы сменяются разрезом «тонкозернистых габброидных пород». В его основании располагаются долериты — породы промежуточные по текстуре между роговообманковыми габбро и тонкозернистыми диабазами. Долериты сложены главным образом коричневой и светло-зеленой роговой обманкой, окружающей субпараллельно ориентированные пластинки плагиоклаза. Этот минерал четко зонален.

Структура долеритов грубо-офитовая. Эти породы постепенно сменяют собой нормальные габбро и сами переходят в диабазы — тонкозернистые породы с интерстиционно-офитовой текстурой. В диабазах диопсид встречается в виде реликтового минерала и всегда окружен светло-зеленой роговой обманкой. Первичное стекло пород замещено хлоритом, с которым может ассоциировать волокнистая роговая обманка и лейкоксен.

Разрез офиолитовой ассоциации Омана венчается спилитовыми лавами. Очень интересны взаимоотношения спилитов с подстилающими их породами. На профилях, показанных в работе Б. Рейнхардта (Reinhardt, 1969), видно, что их покровы под углом 90° перекрывают рои даек, секущих все подстилающие спилиты породы. В дайках встречены габбро, долериты, диабазы и спилиты. Подавляющее большинство этих даек, как явствует из профиля и схемы, приложенной к статье Б. Рейнхардта, сосредоточено в верхней части габброидного комплекса, а именно среди «тонкозернистых габброидных пород». Это очень похоже на картину, описанную на о. Кипр.

Для офиолитовой серии Омана помимо альбитизации, уралитизации и хлоритизации (зеленосланцевая фация метаморфизма.— А. К.), которая обычна для основных изверженных пород, характерных и более сложные метаморфические реакции. Например, хорошо видно, как в эвкритовых габбро серпентинизированный оливин замещается тальком, актинолитом, хлоритом и клиноцоизитом. В полевошпатовых перидотитах основной плагиоклаз последовательно окружен каймой чистого пренита, зоной, состоящей из смеси пренита, клиноцоизита, слюды, хлорита и неопределимого Са-Al силиката. Более периферические части сложены гранатом (пироп-альмандин), окруженным хлоритом (шериданит) и актинолитом. Эти явления, по мнению Б. Рейнхардта, связаны с региональным метаморфизмом.

Все породы покрова Семайл сильно передроблены. Возникновение разрывов и трещин в основных породах Б. Рейнхардт связывает с временем движения тектонических покровов. В то же время сам Б. Рейнхардт подчеркивает, что часть даек, располагающаяся в габброидах, следует направлению трещин в этих породах. Это, очевидно, указывает на нали-

чие прототектонических трещин в габброидном комплексе еще до момента их тектонической транспортировки.

Заканчивая описание фактического материала по породам офиолитового комплекса покрова Семайл, остановимся несколько подробнее на характере контакта между ультраосновными и габброидными породами этой серии, поскольку Б. Рейнхардт на основании этих данных делает далеко идущие выводы.

Выше я уже писал, что в контакте ультраосновных пород и габбро развит полосчатый комплекс, состоящий из переслаивания троктолитов, эвкритовых габбро и плагиоклазитов. Убежденный сторонник магматического происхождения габброидного комплекса Б. Рейнхардт объясняет эту картину послойным инъецированием габброидной магмы в ультрабазиты, которые служат вмещающими породами для основных магматических инъекций. Таким образом, троктолиты являются как бы не полностью «переваренными» основной магмой реликтами ультрабазитов. Подтверждение своей точки зрения Б. Рейнхардт видит также в ксенолитах перидотитов среди габброидных пород, точечном развитии плагиоклаза в перидотитах, наличии параллельно расположенных оливковых нодулей в габброидах и в «мигматитоподобной» текстуре смежных частей ультраосновного и основного комплексов. Кроме того, внутри гипербазитов, в зоне их контакта с габброидным комплексом, широко распространены дайки эвкритовых габбро, габбро-пегматитов, плагиоклазов, долеритов, порфиритов и диабазов. Если не принимать во внимание «тонкозернистые габброидные породы» — образования явно магматические, — то описанная выше картина перехода ультрабазитов в «грубозернистые габброидные породы» удивительно напоминает аналогичную картину на Урале (В. Ф. Морковкина, 1962, 1967; А. А. Ефимов и Л. П. Ефимова, 1967) и на Малом Кавказе (В. Ф. Морковкина, С. И. Гаврилова, 1969, и Г. С. Арутюнян, 1968).

По мнению упомянутых исследователей, подобные взаимоотношения возникают при метасоматической переработке ультраосновных пород высокотемпературными растворами, несущими Са и Al. Таким образом, путь решения, предложенный Б. Рейнхардтом, не единственный. Но я вполне согласен с Б. Рейнхардтом в следующих его выводах: «Офиолиты Омана представляют собой полигенетическую ассоциацию как изверженных, так и метаморфических пород. Из изверженной серии только ее небольшая часть достигла геосинклинального окружения в виде магмы. Это главным образом спилитовые эффузивы. Большая часть других членов офиолитового комплекса, как, например, перидотиты, габбро и высокотемпературные амфиболиты¹, была поднята с больших глубин в твердом состоянии. Перидотиты являются частью древнейшей генерации комплекса» (Reinhardt, 1969, стр. 23).

Каков же возраст пород офиолитовой ассоциации Омана? Выше я уже писал, что возраст радиоларитов серии Хавасина верхнеюрский — нижнемеловой (доаптский). Наличие обломков почти всех пород офиолитовой ассоциации в слоях Лакшатра (апт-альб), очевидно, свидетельствует в пользу доаптского времени формирования пород покрова Семайл².

Ряд вопросов возникает при восстановлении истории формирования покровов Семайл и Хавасина. В настоящее время в пределах централь-

¹ Имеются в виду гранатовые амфиболиты, блоки которых встречаются в основании покрова Семайл. Петрографическое изучение этих пород указывает на наличие двух фаз метаморфизма — поздней, проходившей в условиях высоких давлений и низких температур, и ранней, протекавшей при высоких температурах (гранулитовая фация; Reinhardt, 1969).

² Осталась неясной точка зрения Б. Рейнхардта, который считает, что возраст спилитов в покрове Семайл верхнемеловой, а в покрове Хавасина — пермский. В пользу этой точки зрения в его работе не приведено ни одного факта и ни одной ссылки.

ной части Горного Омана породы этих покровов располагаются на карбонатных породах серии Лусандум, возраст которой нижняя юра — аптский ярус (Tschopp, 1967), и со всех сторон перекрываются терригенными и карбонатными отложениями маастрихтского яруса.

Таким образом, напрашивается вывод об одноактном становлении покровов в интервал времени, лимитируемый аптским и маастрихтским веками. Однако можно предполагать и гораздо более сложную картину. На п-ове Оман Р. Хадсон, А. Мак-Гуган и Д. Мортон (Hudson, McGugan, Morton, 1954) обнаружили, что полимиктовый меланж покрова Хавасина трансгрессивно перекрыт конгломератами и известняками апт-альба (слои Лакшатра), конгломератами и глинистыми сланцами сенонского надъяруса (слои Фукхари, скорее всего кампанский ярус). Эти осадочные толщи мела по своим фациям отличаются от разновозрастных образований центральных частей Горного Омана и Африкано-Аравийской платформы. В районе Джебель-Хагаб как полимиктовый меланж покрова Хавасина, так и перекрывающие их слои Лакшатра и Фукхари перекрыты покровной пластиной, сложной типично платформенными карбонатными отложениями общей мощностью 340 м. Возраст пород в этой пластине — от перми до нижнего мела включительно. Поскольку комплекс шарьяжных пластин повсеместно перекрывается маастрихтскими отложениями, нужно предполагать, что становление всех покровов Горного Омана произошло в очень короткий промежуток времени (верхняя часть кампанского яруса). К этому же выводу недавно пришел и М. Г. Ломизе (1972). Кроме того, вполне вероятно, что становление покрова Хавасина двухэтапно. Во время первого этапа сформировался меланж, который затем был трансгрессивно перекрыт апт-альбскими и кампанскими отложениями¹. Во время второго этапа покровообразования этот комплекс отложений целиком был перемещен в более южные районы, а затем и перекрыт пластиной, сложенной породами платформенного чехла.

Вне зависимости от точки зрения на происхождение пород офиолитовой ассоциации Омана можно сделать следующие выводы.

1. В настоящее время породы офиолитового комплекса Горного Омана залегают в гигантских шарьяжных пластинах, перекрывающих платформенные образования Африкано-Аравийской платформы. Переместились эти покровы с севера на юг, и амплитуда надвижения достигает минимум 200 км, если считать, что корневые части этих шарьяжных пластин находились в центральной части Оманского залива (Reinhardt, 1969). Можно предполагать, что становление покровов Хавасина и Семайл происходило в два этапа, первый из которых связан с австрийской фазой тектогенеза, второй — с субгерцинской.

2. Внутри покрова Семайл в основании офиолитового разреза располагаются серпентинизированные ультрабазиты, его средняя часть сложена габбро, долеритами и диабазами, прорванными роями даек, в верхней части разреза залегают спилитовые лавы, резко трансгрессивно располагающиеся на диабазах и долеритах. В этом разрезе ультрабазиты наиболее древние породы. Таким образом, разрезы офиолитов Омана и о. Кипр тождественны.

3. Покров Хавасина сложен типичным полимиктовым меланжем. В нем преобладают пелагические осадки (яшмы, кремни, пелитоморфные известняки).

¹ Наличие типичного меланжа в покрове Хавасина, где соседствуют породы разного происхождения и возраста, скорее всего свидетельствует в пользу крупных горизонтальных перемещений, во время которых и произошло тектоническое перемешивание разнотипных образований. Вряд ли бы мы получили такой сложный комплекс образований в результате складчатых движений, не сопровождавшихся горизонтальными перемещениями.

Изучение внутреннего строения, возраста и тектонического положения офиолитовых ассоциаций Малого Кавказа и Кубы поставило ряд проблем. Некоторые из них (на примере этих складчатых зон) решаются вполне удовлетворительно, другие предположительно, а третьи вообще не могут быть разрешены. Материал по Альпийской складчатой области позволяет ответить на ряд вопросов, не решенных в первых главах настоящего исследования.

1. Так же как на Малом Кавказе и Кубе, офиолитовые серии Альпийской складчатой области включают классический набор «триединства» Г. Штейнманна. В полных разрезах офиолитового комплекса в его основании всегда залегают ультраосновные породы, которые стратиграфически вверх сменяются сначала габбро, а затем и габбро-амфиболитами. Эти породы нередко пронизаны дайками долеритов (Ликийский Тавр, Хатай, Кипр, Оман) и перекрываются основными эффузивами (иногда пикритами — Кипр, покровы Анталья Турции), которые в свою очередь как по латерали, так и в вертикальном разрезе тесно связаны с глубоководными пелагическими осадками — радиоляритами и пелитоморфными известняками.

Таких полных разрезов немного, и наблюдаются они главным образом внутри крупных покровных пластин. Это разрезы надгруппы Вара в Италии, массива Вуринос в Греции, Александреттской зоны Сирии и Горного Омана. Возможно, что породы массива Троодос также располагаются в аллохтоне. Таким образом, целые ненарушенные разрезы офиолитовой ассоциации чрезвычайно редки, и практически для каждой складчатой системы имеется один, максимально два их полных разреза. В системе же Понтид, северного и центрального Ирана такие разрезы еще не описаны. В большинстве случаев внутри сложной складчато-покровной структуры Альпийской складчатой области мы встречаемся или с частями этого комплекса, или же не видим той последовательности разреза, которая была описана выше.

В первом случае мы имеем дело с системой крупных покровных пластин, внутри которых наблюдаются те или иные члены «триады» Г. Штейнманна. При этом устанавливается одна довольно четкая закономерность: при чешуе- и покровообразовании офиолитовая ассоциация расчленяется таким образом, что в одних покровах преобладают ультрабазиты, габбро и габбро-амфиболиты (т. е. нижние члены «триады»), в других — основные эффузивы и пелагические осадки.

В Югославии это породы «диабаз-радиоляритовой формации», слагающие нижние чешуи в шарьяже Сербии, и ультрабазиты, габбро и амфиболиты, залегающие в верхних чешуях. В Ликийском Тавре это покров перидотитов (с включениями габбро), слагающий верхнюю покровную пластину и нижележащий покров «диабазов», который отделен от покрова перидотитов «экраном» из чешуй метаморфических пород. В Иране это верхняя часть покрова Пичакун, сложенная главным образом серпентинитами, а в Омани — покровы Семайл и Хава-сина.

Во втором, наиболее частом, случае присутствуют все породы офиолитовой ассоциации, однако перемешаны они вне всякого порядка и закономерностей. Тектоническая природа такого перемешивания вполне очевидна по стилю деформаций, присутствию включений разновозрастных пород, в том числе блоков флиша и олистостромы, содержащих обломки пород офиолитового комплекса. Эта тектоническая брекчия, уже давно выделяемая геологами под названием меланжа (серпентинитового меланжа), необычайно широко распространена внутри Альпийской складчатой области и была неоднократно описана в предыдущих разделах.

2. На примере Малого Кавказа и Кубы был поставлен вопрос о возможном присутствии внутри офиолитового разреза двух резко разновозрастных групп пород. К первой из них относятся ультрабазиты и габбро-амфиболитовый комплекс, включающий в различной степени метаморфизованные породы (в том числе и амфиболиты, возникшие по толеитовым базальтам). Ко второй группе пород относятся различные эффузивы основного состава и связанные с ними пелагические осадки. Этот предварительный вывод целиком подтверждается на примере Альпийской складчатой области. Действительно, с ультрабазитами и габбро повсеместно ассоциируют метаморфические породы. Это амфиболиты и гранулиты, переслаивающиеся с гипербазитами в массивах Озрен и Конюх, амфиболиты, теснейшим образом переплетающиеся с ультрабазитами и габбро в Вардарской зоне, празиниты Греции, эклогиты массива Михалыччик северо-западной Турции, амфиболиты в основании перидотитового покрова в Ликийском Тавре. На о. Кипр это зеленосланцевые ассоциации, возникшие по габброидному комплексу, «серии параллельных даек» и «нижним пиллоу-лавам». Метасоматические габбро и габбро-амфиболиты Сирии, а также амфиболиты, имеющие поразительное сходство с разрезами восточноафриканского докембрия, также теснейшим образом связаны с ультрабазитами и габбро. Региональным метаморфизмом охвачены и габброидные комплексы Омана, а с гипербазитами тесно связаны амфиболиты, прошедшие две стадии метаморфизма (первая из них — гранулитовая).

Все это резко отличает породы нижней части разреза «триады» от ее верхней эффузивно-осадочной серии, которая очень редко захвачена слабыми процессами зеленокаменного изменения или же изменена в условиях фации голубых сланцев (массив Михалыччик).

Сказанное выше позволяет предполагать резкую разновозрастность этих двух частей офиолитовой ассоциации. Кроме того:

— породы эффузивно-осадочной серии иногда залегают резко несогласно и трансгрессивно на ультрабазитах и габбро-амфиболитовом комплексе (Италия, Кипр, Сирия, Оман); в основании этой трансгрессирующей серии встречаются обломки ультрабазитов габбро и габбро-амфиболитов (Италия, Кипр);

— в ультраосновных породах и габбро-амфиболитовом комплексе постоянно наблюдаются деформации, не характерные для пород эффузивно-осадочной серии (бластомилониты, протоклаз, волнистое угасание минералов, сложные складки в ультраосновных породах);

— долеритовые дайки «комплекса параллельных даек», секущие ультрабазиты, которые могут считаться корнями лавовых покровов эффузивно-осадочной серии, постоянно обнаруживают следы закалки в краях, что говорит о том, что в момент их внедрения гипербазиты были уже в холодном состоянии;

— немногочисленные определения радиологического возраста ультраосновных пород и габбро-амфиболитов постоянно указывают на их древний возраст (габброиды массива Бракко в Италии — 420 ± 40 млн. лет, пироксениты массива Михалыччик в Турции — 306 ± 40 млн. лет, габбро-пегматиты Малого Кавказа — 583 ± 30 млн. лет, гарцбургиты Сирии — 3860 млн. лет, амфиболовый габбро-пегматит Сирии — 3250 млн. лет).

Перечисленные факты, скорее всего, свидетельствуют, что в период, предшествующий образованию эффузивно-осадочной серии офиолитовой ассоциации, ультрабазиты и габбро-амфиболиты уже прошли сложную геологическую историю, неоднократно подвергались метаморфизму и тектонической переработке. Не исключено, что это докембрийские образования.

Возраст эффузивно-осадочной серии офиолитовой ассоциации более определен — он мезозойский и в большинстве случаев доверхнемеловой,

хотя точная датировка времени образования всей серии в целом (от начала ее формирования до конца) во многих районах затруднена. Для определения этого возрастного интервала можно использовать следующий комплекс палеонтологических и литологических фактов: находки фауны в осадочных породах, прослаивающих вулканические породы; находки фауны в глубоководных осадках, залегающих в кровле эффузивной серии и сменяющих ее с постепенным переходом; находки фауны в наиболее древнем комплексе мелководных осадков, трансгрессивно перекрывающих породы офиолитовой ассоциации; постоянная латеральная связь эффузивно-осадочной серии с толщей пелагических образований (радиоляритами и плитчатыми микритовыми известняками).

Эта связь достаточно ярко проявляется во многих районах мира (Куба, Италия, Динариды, Турция и Иран) и должна существенно помочь для установления нижней возрастной границы эффузивно-осадочной серии.

Как было показано, возраст эффузивно-осадочной серии в Италии юрский (до титонского яруса включительно). Эта точка зрения основывается на перекрытии красных яшм «известняками с кальционеллами» и сопоставлении с разрезом более внешних зон. В Динаридах возраст верхней границы эффузивно-осадочной серии неодинаков. В Вардарской зоне он повсеместно допортландский или докимериджский (перекрытие флишем). В Югославии (зона Сербии) верхняя граница «диабаз-радиоляритовой формации» заходит в нижний мел (берриас), а в Греции (Субпелагонийская зона) она такая же, как и в Италии. Наличие в зоне Пинда нижне- и среднеюрских радиоляритов позволяет предполагать, что подводные излияния базальтов начались в нижней (средней?) юре. В Северной Анатолии возраст эффузивно-осадочной серии датируется достаточно точно по находкам микрофауны в известняках, прослаивающих подушечные лавы. Здесь собраны окаменелости нижне-, средне- и верхнеюрского возраста, а также богатая микрофауна неокома и аптского яруса. В альб-туронское время здесь уже формируется флиш и олигостромовые комплексы. Аналогичная картина наблюдается и на Малом Кавказе.

Много трудностей возникает при определении возраста эффузивно-осадочной серии юга Турции, северо-западной Сирии, Восточного Тавра, Загроса и Омана. Находки фауны среди пород, тесно ассоциирующих с шаровыми лавами (покровы Анталыя Турции, Александреттская зона Сирии, Кипр) не оставляют сомнения в том, что какая-то ее часть (наиболее нижняя?) имеет верхнетриасовый возраст. Наличие обломков пород офиолитовой ассоциации в туронских отложениях внешней зоны Загроса и трансгрессивное перекрытие пород серии Хавасина апт-альбскими конгломератами и известняками в Омани указывают на верхний предел возраста вулканогенно-осадочной серии.

Эти факты, а также присутствие во внутренней зоне Загроса монотонной толщи радиоляритов, возраст которой устанавливается в пределах от верхнего триаса (?) до неокома включительно («внутренняя» зона покрова Пичакун и покров радиоляритов Керманшаха), не противоречат предположению, что эффузивно-осадочная серия этих районов формировалась от верхнего триаса до неокома включительно.

Таким образом, можно предполагать, что внутри рассмотренной части Альпийской складчатой области породы верхней части офиолитовой «триады» имеют близкий возраст — от верхнего триаса до неокома — апта включительно. В то же время при прослеживании этих серий вкост простирания Альпийской складчатой области и вдоль нее удается установить некоторые закономерности во времени начала и завершения их формирования.

В целом устанавливается, что эффузивно-осадочные серии восточного сектора рассмотренной части Альпийской складчатой области имеют

большой стратиграфический объем (верхний триас — неоком) по сравнению с ее западной частью (нижняя юра — титон в Италии и Греции, нижняя юра — берриас в Югославии, нижняя юра — докимеридж в Вардарской зоне). При этом в каждом конкретном крупном геологическом регионе стратиграфический объем эффузивно-осадочной толщи всегда больше на юге и меньше на севере. Так, если в целом в Динаридах начало излияния базальтов относится к нижней юре, то окончание формирования пород этой серии в Вардарской зоне произошло в допортланде или докимеридже, а в Субпелагонийской зоне — в дотитоне или доберриасе.

Несколько иная картина в Турции, где верхний стратиграфический предел эффузивно-осадочной серии одинаков для ее южных и северных районов (доальб). В то же время излияния базальтов в системе Тавра скорее всего начались в верхнем триасе, в северной Анатолии — в нижней юре.

Все эти факты, на мой взгляд, позволяют говорить, что тектонические условия, благоприятствующие формированию эффузивно-осадочной толщи, или возникли ранее (Турция), или же сохранились долее (Динариды) в южных разрезах Альпийской складчатой области. Эта же группа фактов позволяет говорить о том, что эти же условия имели место раньше на востоке (верхний триас) и позже на западе (нижняя? юра).

Особняком стоит проблема возраста офиолитового комплекса северного и центрального Ирана. Как уже указывалось, в этих районах внутри серпентинитового меланжа почти отсутствует типичная для офиолитовой ассоциации базальтоидная серия, а ультрабазиты, габбро и амфиболиты в пространстве теснейшим образом связаны или с флишем, или же с комплексом пелагических «глоботрункановых» известняков верхнего мела и с андезитовыми излияниями верхов мела — палеогена (Сабзевар, Найн). Таким образом, в этих районах мы имеем дело с древней частью офиолитовой ассоциации, возраст которой нам неизвестен. Собственно говоря, это не офиолитовый комплекс («триада») в том объеме, в котором он понимается в настоящей работе. Поэтому для северного и центрального Ирана правильнее говорить о наличии серпентинитового меланжа, ультрабазитов и габбро-амфиболитов, аналогичных по составу и пространственным взаимоотношениям нижним членам офиолитовой серии.

Такие взаимоотношения ультраосновных пород и габбро-амфиболитов с верхнемеловыми и палеогеновыми эффузивно-осадочными сериями скорее всего свидетельствуют о существовании здесь в конце мезозоя особых тектонических структур, не похожих на таковые южного Ирана, Турции и др. Этот вопрос будет более подробно рассмотрен в заключительной главе настоящей работы.

Итак, изложенный материал показывает, что внутри офиолитового комплекса присутствуют две разновозрастные группы пород. Нижняя из них претерпела метаморфизм и сложную тектоническую историю задолго до начала формирования эффузивно-осадочного комплекса. Поэтому при определении возраста пород офиолитовой серии следует четко представлять, возраст каких пород имеется в виду. Вряд ли можно определять возраст ультрабазитов и габбро по фаунистическим остаткам, содержащимся в вулканогенно-осадочной серии. А именно так и поступают геологи в большинстве районов земного шара.

3. В пределах рассмотренной части Альпийской складчатой области и на Кубе в зонах распространения офиолитов ультрабазиты всегда залегают в основании разреза шарьяжей и надвигов. Внутри этих пластин с большей или меньшей степенью достоверности удается восстановить разрез метаморфических изверженных и осадочных пород, располагающихся выше гипербазитов. Но никогда и нигде не наблюдались породы, нормально подстилающие ультраосновные комплексы. В каждом кон-

кретном регионе ультрабазиты и габбро всегда являются наиболее древними породами разреза.

Сказанное позволяет говорить, что ультрабазиты, габбро, габбро-амфиболиты и другие метаморфические породы, тесно связанные с этим комплексом, представляют как бы фундамент, на котором в мезозойское время формировались близкие по составу вулканогенно-осадочные серии основного состава.

4. В пределах Альпийской складчатой области Европы, Азии и Кубы широко распространены специфические серпентинитовые диапиры — протрузии, которые вплоть до настоящего времени геологи принимают за самостоятельные интрузии ультраосновной магмы (часто очень молодые). Наиболее часто они встречаются в северной части Альпийской складчатой области, т. е. там, где после нижнемеловых складчатых движений офиолитовый комплекс оказался выведенным в сферу размыва и затем был погребен под мощной серией пород мела и палеогена. Сильнейшие сенонские и олигоценовые движения, приведшие к образованию покровов в южной части Альпийской складчатой области, в ее северной части привели в движение протрузии серпентинитового меланжа, которые прорвали перекрывавшие их отложения. Серпентинитовые диапиры описаны в Вардарской зоне Динарид и их необходимо предполагать в северной Турции, где в типичном анкарском меланже наряду с породами офиолитовой ассоциации содержатся блоки перекрывающих их отложений (до эоцена включительно). Трехэтапное становление этих протрузий четко устанавливается в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа.

5. Не вызывает сомнения и то обстоятельство, что в современной структуре Альпийской складчатой области ее офиолитовые комплексы находятся во вторичном залегании (протрузии и тектонические покровы). Масштабы перемещения этих покровов (в том случае, когда можно уверенно говорить об их амплитуде) поистине грандиозны. Минимальные перемещения покрова, сложенного эвгеосинклинальными образованиями в северной Италии, 200 км, Пелагонийского массива — 150 км (только за верхнеэоценовое время), покровов Семайл и Хавасина Омана — 200 км. Положение же корней покровов Анталья, Ликийского Тавра, покровов юго-восточной Турции и Загроса нам вообще не известно. Часто удается установить двухэтапное становление этих шарьяжей (покров Бейшехир-Хойран, покровы Омана).

Все это приводит к выводу, что положение и тип мезозойских прогибов, вмещавших офиолиты, не известны. Внутреннее строение этих тектонических форм, по-видимому, должно отвечать одному требованию — в них должен наблюдаться разрез офиолитового комплекса пород, подобный описанному выше. Поэтому, чтобы понять тектоническое положение и историю возникновения структур с подобным типом офиолитовой «стратиграфии», их необходимо сравнить с разрезом таких тектонических форм, где присутствуют близкие породы и строение которых не вызывает особых дискуссий у геологов.

Таковыми тектоническими формами являются современные океаны, т. е. области, обладающие своеобразным «океаническим» типом строения земной коры.

РАЗРЕЗ КОРЫ ОКЕАНОВ

За последние годы геофизические данные, свидетельствовавшие о принципиальной разнице в строении земной коры континентов и океанов, получили подтверждение при бурении и драгировании океанического ложа. На табл. 2, составленной М. С. Марковым (1973), суммирован имеющийся в настоящее время материал по драгированию коренных пород океанических пространств (имеются в виду породы, залегающие ниже слоя «1» — слоя неконсолидированных осадков). По составу пород и степени их изменения весь этот каменный материал может быть разделен на четыре группы.

1. Неизменные толеитовые и щелочные базальты, нередко обладающие подушечной текстурой. К этой же группе пород могут быть отнесены базальтовые брекчии (Matthews, Vine, Cann, 1965), базальтовые туфы и долериты (Melson, Thompson, 1971). Иногда в эффузивных породах наблюдается гидратация и палагонитизация стекла (Aumento, Loncarevic, Ross, 1971).

2. Метаморфизованные базальты. Среди них выделяются две ассоциации, отвечающие зеленосланцевой и амфиболитовой фациям метаморфизма. К первой из них относятся зеленокаменно-измененные породы, характеризующиеся хлорит-альбит-актинолит-сфеновой минеральной ассоциацией. В этой ассоциации могут быть выделены диабазовые порфириды, базальтовые порфириды, метаморфизованные оливиновые базальты и спилиты. Породы имеют все переходы к более высокотемпературным ассоциациям, характерным для верхов альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма (Aumento *а. о.*, 1971). Нередко массивные амфиболиты (очень похожие на амфиболиты континентов) подвергнуты ретроградному метаморфизму, что выражается в замещении основного плагиоклаза мусковитом и хлоритом (Cann, 1971).

3. Габбро. К этой группе пород относятся крупнозернистые габбро, габбро-нориты, полосчатые габбро, кварцевые габбро и нефелиновые габбро (тералиты), анортозиты, троктолиты, а также их метаморфизованные аналоги — уралитизированные и сосюртитизированные габбро, родингиты, а также некоторые амфиболиты, возникшие по габбро (Cann, 1971). Метагаббро имеют сложную историю. По мнению В. И. Чернышевой (1971), период формирования нормальных крупнозернистых габбро завершился частичным замещением пироксена бурой роговой обманкой. Затем эти породы были подвергнуты метаморфизму в условиях зеленосланцевой фации. В это время произошло частичное замещение плагиоклаза альбитом и сосюртитом, уралитизация пироксенов и разложение рудных минералов. Возникшие метагаббро были подвергнуты катаклазу и дроблению. Процессы происходили в условиях фации пироксеновых гранулитов, поскольку плагиоклаз подвергся перекристаллизации. В то же время в результате перекристаллизации уралита возник вторичный

Некоторые результаты драгировок коренных пород океана

№ п.п.	Место взятия образцов	Типы пород	Автор
Атлантический океан			
1	Срединно-Атлантический хребет, 30°—36° с. ш.	Габброиды, дуниты перидотиты	Shand, 1949; Quon, Ehlers, 1965; Thayer, 1969
2	Срединно-Атлантический хребет, 24° с. ш., 46° з. д.	Серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, метагаббро, метабаазальты, базальты	Miyashiro, Shido, Ewing, 1969, 1971
3	Срединно-Атлантический хребет, 30° с. ш., 42° з. д.	Серпентиниты, серпентинизированные ультрабазиты, метагаббро, метабаазальты, базальты	Miyashiro, Shido, Ewing, 1969, 1971
4	Срединно-Атлантический хребет, 43° с. ш., 29° з. д.	Серпентинизированные перидотиты, толеиты	Phillips, Thompson, Herzen, 1969
5	Срединно-Атлантический хребет, 45°50' с. ш.	Троктолиты, долериты, базальты	Muiz, Tilley, 1964
6	Срединно-Атлантический хребет, 45°—46° с. ш., 27°—30° з. д.	Серпентинизированные ультрабазиты, метагаббро, амфиболиты, метадиабазы, метабаазальты, базальты, экзотические глыбы гранитов, диоритов, кристаллических сланцев	Aumento, 1968, 1969a,b; Aumento, Loncarevic, 1969; Aumento, Loncarevic, Ross, 1971; Aumento, Loubat, 1971
7	Желоб и трансформная зона Романш, 0°, 18° з. д.	Серпентинитовые ультрабазиты, габбро, местами полосчатые амфиболиты, метабаазальты, базальты	Богданов, Плошко, 1967; Плошко, Богданов, 1968
8	Трансформная зона Святого Павла, 1° с. ш., 29° з. д.	Серпентинизированные ультрабазиты, милонитизированные ультрабазиты, габбро, нефелиновое габбро, метабаазальты, серпентинитовые осадочные брекчии	Melson a. o., 1967a, b; Bonatti, 1968; Bonatti, Honnores, Ferrara, 1971
9	Трансформная зона Вема	Серпентинизированные ультрабазиты, метабаазальты, базальты	Melson, Thompson, 1971
10	Трансформная зона Чайн	Серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты	Bonatti, 1968; Bonatti, Honnores, Ferrara, 1971
Индийский океан			
11	Аравийско-Индийский хребет, 5° с. ш., 61° в. д.	Брекчированные базальты, метабаазальты	Cann, Vine, 1968; Matthews, Vine, Cann, 1965;
12	Аравийско-Индийский хребет, 13° с. ш., 66° в. д.	Габбро, серпентинизированные ультрабазиты	Engel, Fisher, 1969
13	Аравийско-Индийский хребет, 17° с. ш., 66° в. д.	Диабазы, габбро, анортозиты, серпентинизированные ультрабазиты	Engel, Fisher, 1969
14	Трансформная зона Диамантина, 20° с. ш., 61° в. д.	Обломки габбро в колонках донных осадков	Hekinian, 1968
15	Трансформная зона Диамантина, 33° с. ш., 101° в. д.	Обломки ультрабазитов в колонках донных осадков	Hekinian, 1968
16	Аравийско-Индийский хребет (хр. Карлсберг), рифтовая зона, 5°21'2" ю. ш., 68°35'8" в. д.	Фораминиферовые песчаники, серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты, перидотиты и верлиты, милонитизированные брекчии ультрабазитов, тальково-тремолитовые породы, крупнозернистые габбро, габбро-нориты, уралитизированные габбро, диабазы, кварцевая жила с флюоритом, базальты	Чернышева, 1971

Таблица 2 (продолжение)

№ п.п.	Место взятия образцов	Типы пород	Автор
Индийский океан			
17	Аравийско-Индийский хребет (хр. Карлсберг), рифтовая зона, 5°15'—5°02' с. ш., 62°02'—62°07' в. д.	Серпентиниты, серпентинизированные ультрабазиты, габброиды, диабазы, метабаазальты, базальты, подушечные лавы	Чернышева, 1971
18	Аравийско-Индийский хребет (хр. Карлсберг), склоны, вершина, рифтовая зона хребта, 5°28'3"—9°06' ю. ш., 67°16'—68°34'6" в. д.	Полосчатая порода, состоящая из полосок дунита и пироксенина, гарцбургиты, габброизированные ультрабазиты, меланократовое габбро, крупнозернистое габбро, габбро-нориты, диабазовые порфириты, спилиты, базальты	Чернышева, 1971
19	Аравийско-Индийский хребет (хр. Карлсберг), 9°06' ю. ш., 67°16' в. д.	Серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты, габбро-нориты, габбро-амфиболиты, гранулиты, уралитизированное габбро, кварцевые жилы	Чернышева, 1971
0	Аравийско-Индийский хребет (хр. Карлсберг), подводная осыпь у склона хребта, трал, 5°24'8" с. ш.	Угловатые обломки базальтов и серпентинизированных ультрабазитов	Чернышева, 1971
1	Аравийско-Индийский хребет (хр. Карлсберг), 1°25' ю. ш., 60°34' в. д.	Долериты и базальты	Wiseman, 1937
22	Аравийско-Индийский хребет (хр. Карлсберг), 5°18' ю. ш., 68°34' в. д.	Спилиты, кварцевые жилы	Мурдмаа, Прокопцев, 1968
23	Центрально-Индийский хребет, рифтовая зона, 34°17' ю. ш., 77°56' в. д.	Базальты	Чернышева, 1971
24	Западно-Индийский хребет, рифтовая зона, 28°22' ю. ш., 62°31'7" в. д.	Серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты, верлиты, дуниты, плагиоклазовые дерцолиты, брекчии ультрабазитов, гидротермально измененные породы, габбро, габбро-нориты, диабазы, диабазовые порфириты, метабаазальты, базальты	Чернышева, 1971
Тихий океан			
25	Трансформная зона Бланко, 44° с. ш., 130° в. д.	Свежие и выветрелые базальты, метабаазальты	Melson, 1970
26	Плато Манихики	Базальты и ультраосновные породы	Heesen, Glass, Menard, 1968
Глубоководные желоба			
27	Желоб Тонга, 20°25' ю. ш., 173°16' з. д.	Ультрабазиты, серпентинизированные ультрабазиты, цеолитизированные базальты, оливинные толеиты	Fisher, Engel, 1969
28	Желоб Пуэрто-Рико, 66°30' з. д.	Толеитовые и щелочные базальты, серпентинизированные перидотиты	Bowin, Nalwalk, Hers-ly, 1966
29	Марианский желоб, 11°20'6" с. ш., 142°16'2" в. д.	Авгитовые долериты	Jagi, 1960
30	Межгрядовый прогиб Марианской дуги	Базальты, метабаазальты, зеленокаменные породы	Karig, 1971

пироксен. Вслед за этим породы подверглись слабовыраженной вторичной альбитизации, частичной актинолитизации и хлоритизации.

Некоторые полосчатые габбро также представляют собой метаморфические образования, возникшие в условиях переходных от амфиболитовой к гранулитовой фациям (Miyashiro, Shido, Ewing, 1971).

4. Ультраосновные породы. Внутри этой группы выделяются в различной степени серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, верлиты, плагиоклазовые лерцолиты, пироксениты и серпентиниты.

В ультрабазитах, как и в породах групп 2 и 3, наблюдаются процессы метаморфизма. Помимо серпентинизации они оталькованы, амфиболитизированы, пренитизированы, хлоритизированы, гранатизированы и карбонатизированы. В них наблюдаются новообразования сфена и апатита. Если эта переработка гипербазитов говорит о зеленосланцевой фации метаморфизма, то их пироксенитизация и фельдшпатизация, а также наличие полевошпатовых прожилков свидетельствуют, что мы имеем дело с высокотемпературным метасоматическим замещением ультраосновных пород под воздействием более кислых растворов, приведших к образованию плагиоклазовых прожилков (Чернышева, 1971).

По мнению В. И. Чернышевой, этот процесс протекал после серпентинизации ультраосновных пород.

Эти же явления были описаны В. В. Плóшко и Н. А. Богдановым (1968), установившими в ультраосновных породах впадины Романш явно метасоматический характер минералов, образовавшихся позже оливина.

Породы, описанные в группах 2—4, помимо явных следов метаморфических изменений объединяются и еще одним признаком: они сильно тектонически переработаны. Это выражается в наличии зеркал скольжения в зеленокаменно-измененных породах (Melson, Thompson, 1971) и их милонитизации (Чернышева, 1971). Для габброидов характерны дробление и катаклаз (Чернышева, 1971). Широко развиты серпентинитовые милониты, тектонические брекчии с кальцит-арагонитовым цементом, катакластические и милонитовые структуры. Полосчатость в серпентинитах также имеет тектоническое происхождение (Melson, Thompson, 1971).

При детальном микроскопическом исследовании удается даже установить последовательность этих деформаций и связать их с метаморфическими процессами. Рассмотрим, например, историю возникновения серпентинизированных и гематитизированных деформированных гарцбургитов, содержащих тальк, описанную в работе Ф. Аументо и Г. Лоубата (Aumento, Loubat, 1971). Интенсивная деформация первичных гарцбургитов сопровождалась: 1) образованием авгит-диопсидовых прожилков; 2) возникновением тремолитовых прожилков и развитием тремолита по пироксену в условиях директивного стресса (с этой же фазой, возможно, связана стеатитизация пироксенов); 3) развитие талька по ортопироксену, серпентинизация оливинов (этот этап, возможно, одновременен второму этапу); 4) тектоническая деформация тальковых псевдоморфоз и тремолитовых призм; 5) хлоритизация реликтовых минералов призм амфибола, продолжение серпентинизации, псевдоморфозы карбоната по тремолиту; 6) финальная стадия серпентинизации, гематитизация и карбонатизация в условиях растягивающего стресса.

Серпентинизированные гарцбургиты с нодулярной структурой возникли в результате следующих накладывающихся один на другой процессов: 1) дробления свежих гарцбургитов на фрагменты величиной от 1 до 0,5 см без их внутреннего разрушения (слабое давление привело к кручению обломков и их округлению); 2) первой стадии серпентинизации, охватившей сначала оливин в интерстициях во время продолжающихся движений, без дальнейшего дробления крупных обломков; 3) серпентинизации сферических фрагментов, сопровождающейся увеличением

объема, кручением обломков и образованием в породах концентрической структуры течения; 4) окончания движений в условиях гораздо более низких давлений; в это время происходит открытие трещин и полная серпентинизация оливинов.

Итак, можно утверждать, что породы, описанные ранее в группах 2, 3 и 4, прошли сложную геологическую историю, во время которой условия метаморфизма неоднократно менялись, а периоды сжатий сменялись этапами растяжений.

Состав описанного каменного материала, а также взаимное расположение драгированных образцов на склонах рифтовых зон срединноокеанических хребтов, в бортах ущелий, расположенных вдоль трансформных разломов и на откосах глубоководных желобов, позволяют строить следующую разрез земной коры океанов (сверху вниз).

Слой «1», или слой неконсолидированных осадков. В строении этой части разреза океанических впадин, известной благодаря глубоководному бурению, преобладают карбонатные и органогенные илы (в том числе и радиоляриты), турбидиты, кремни и другие пелагические осадки.

Слой «2», или слой консолидированных осадков, сложен главным образом толеитовыми и щелочными базальтами, т. е. породами, описанными ранее в группе 1.

Строение слоя «3», или «базальтового» слоя океанов, в настоящее время является предметом дискуссии. По мнению Г. Хесса (Hess, 1962), он сложен серпентинитами. Ю. Кэнн (Cann, 1968), А. Миасиро, Ф. Сидо, М. Юинг (Miyashiro, Shido, Ewing, 1971), Ф. Аumento и Г. Лоубат (Aumento, Loubat, 1971) считают, что в нем преобладают различные метабазиты (габбро, амфиболиты и зеленокаменные породы). Близкая точка зрения, основанная на изучении офиолитовых ассоциаций континентов, была высказана и в советской литературе (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве и др., 1972; Марков, 1973).

По мнению другой группы исследователей (Melson, 1968; Thompson, Melson, Bowen, 1969; Bonatti, Honnoreg, Ferrara, 1971; Melson, Thompson, 1971), слой «3» сложен смесью гипербазитов, различных габброидов и метаморфических пород, и следовательно, в зависимости от преобладания того или иного типа пород разрез слоя может меняться от места к месту.

Многие авторы считают, что тела серпентинитов проникли в этот слой в виде холодных интрузий верхней мантии (Bonatti, Honnoreg, Ferrara, 1971). Отсутствие следов зеленокаменного метаморфизма и следов тектонических деформаций в породах, слагающих слой «2», заставляет некоторых исследователей предполагать, что «метаморфическая зеленокаменная ассоциация отчетливо отделена от неизменных толеитовых базальтов периодом тектонической деформации и метаморфизма» (Cherpysheva, Mirdmaa, 1971, стр. 621).

Подстиляется слой «3» верхней мантией, сложенной, по мнению большинства исследователей, породами ультраосновного состава.

Приведенный разрез дна Мирового океана поразительно схож с разрезом офиолитового комплекса. В обоих разрезах основание слагается в различной степени серпентинизированными ультрабазитами, средняя часть сложена габброидами и различными метабазитами, а в верхней преобладают эффузивы базальтового состава и пелагические осадки (в том числе и радиоляриты). Это сходство подчеркивается наличием метасоматических преобразований в ультрабазитах и габбро, присутствием пород гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, тесно связанных с габброидным комплексом. Есть основания предполагать и перерыв перед образованием пород толеитовой серии. Это сходство простирается до таких деталей, как, например, находки в подводном хребте Палмера (северо-восточная часть Атланти-

ки) осадочных брекчий, обломки в которых сложены амфиболитами и серпентинитами, а цемент состоит из перекристаллизованной карбонатной массы с оозами. Эти образования напоминают офикальциты Лигурии. Поразительное сходство разрезов альпинотипных офиолитовых ассоциаций с разрезом коры океанического типа вряд ли случайно. Но тождество этих разрезов неминуемо должно привести к очень ответственному, но напрашивающемуся выводу: породы офиолитовой ассоциации, в настоящее время располагающиеся внутри складчатых областей, характеризующихся континентальным типом строения земной коры, являются реликтами структур с океаническим типом строения коры, которые некогда располагались вблизи складчатых зон. Восстановление палеотектонического положения этих прогибов сопряжено с большими трудностями, но ниже я все же постараюсь это сделать на примере Альпийского пояса Европы и передней Азии.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН
В МЕЗОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ
АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
(ЮГ ЕВРОПЫ, БЛИЖНИЙ ВОСТОК И ИРАН)**

В настоящей главе я попытаюсь обобщить ту сумму фактов и представлений относительно первичного тектонического положения офиолитового комплекса, которая была изложена в предыдущих частях работы. При этом мы неминуемо вступаем в область некоторых спекуляций, основанных, во-первых, на недостаточном количестве фактического материала и, во-вторых, на возможности неодинаковой интерпретации геологами имеющихся к настоящему времени данных. Ниже я постараюсь обосновать свою точку зрения на историю возникновения и развития офиолитовых зон Альпийской складчатой области. Прекрасно сознавая гипотетичность некоторых ее положений, особенно в области характера и направленности тектонических движений мезозойского и кайнозойского времени, я попытаюсь лишь, чтобы эта точка зрения соответствовала вышеизложенным фактам или, по крайней мере, им не противоречила.

Итак, если предыдущие выводы верны, то можно предположить, что в юрское время на территории Альпийской складчатой области существовал протяженный морской бассейн (бассейны?), характеризовавшийся океаническим типом строения земной коры. Ложе, или «фундамент» этого бассейна было сложено ультраосновными породами, габбро и различными метабазами, а «чехол» — образованиями вулканогенно-осадочной серии. Такое предположение, основанное на поразительном сходстве разреза офиолитовой ассоциации с разрезом дна океана, ставит ряд тесно связанных и переплетающихся между собой проблем, соединенных в единую логическую цепь.

Первой из таких проблем является время возникновения бассейна (бассейнов?) с океаническим типом строения коры, что тесно связано с пониманием тектонического строения Альпийско-Гималайского складчатого пояса в конце палеозоя — начале триаса. По этому вопросу в настоящее время имеются две основные группы гипотез, достаточно полно изложенные в работах советских геологов.

Первая из этих точек зрения наиболее ясно отражена в работах М. В. Муратова (1962, 1969, 1971), В. Е. Хаина (1968, 1969, 1970), А. А. Белова (1967, 1968, 1973), И. В. Архипова (1972).

Согласно М. В. Муратову, А. А. Белову и И. В. Архипову, основная роль в структуре Средиземноморского пояса принадлежит байкальскому складчатому основанию, на котором в герцинское и альпийское время закладывались узкие линейные трюги, в том числе и эвгеосинклинали с офиолитами. При этом большая часть альпийских прогибов унаследована от герцинского времени. Прогибы разделялись поднятиями, на которых в палеозое и мезозое продолжалось осадконакопление, близкое к платформенному.

По мнению В. Е. Хаина, значительная часть Средиземноморского пояса в результате герцинского тектогенеза испытала временную консолидацию и стала областью мезозойского квазиплатформенного чехла.

В пределах этой платформы в триасе возникли альпийские геосинклинальные трюги, продолжительность развития которых была разной.

Восточная часть Альпийской складчатой области (восточная Турция и Иран) представляла собой часть Африкано-Аравийской платформы (Штеклин, 1966; Stöcklin, 1968; Белов, 1967, 1968).

Общее для всей этой группы исследователей — предположение, что к началу мезозоя Альпийская складчатая область характеризовалась континентальным типом строения земной коры.

Согласно другой точке зрения, обоснованной А. В. Пейве, к югу от герцинских складчатых зон (имеются в виду Альпы, Родопский массив, Понтиды, Сомхито-Агдамская зона Малого Кавказа, Копетдаг) «...в начале мезозоя располагалась та часть океана Тетис, в которой на габбро-перидотитовом докембрийском фундаменте океанической коры отлагались нижнемезозойские толщи океанического типа. Так как в разрезе этих отложений отсутствует палеозой, можно думать, что эта часть Тетиса возникла в результате палеозойского диастрофизма ...Южнее располагалась лабильная плита Африкано-Аравийской и Индийской платформ, являвшаяся обширным южным шельфом океана Тетис» (Пейве, 1969, стр. 14—15).

Становление кристаллических масс центрального Ирана и Центральной Анатолии А. В. Пейве связывает с гигантским надвиганием Африкано-Аравийской плиты, которая в конце юры — начале мела перекрыла мезозойскую океаническую область.

Итак, существовала ли кора континентального типа на месте современной Альпийской складчатой области в конце палеозоя или нет? А если нет, то когда и в результате каких тектонических процессов она возникла?

Мне кажется, что в настоящее время имеется достаточный фактический материал, позволяющий присоединиться к сторонникам первой гипотезы.

Решающим доводом для меня, не изучавшего детально палеозойскую историю развития этой складчатой области, является присутствие в современной структуре Альпийской складчатой области непрерывных осадочных разрезов мезозоя, в которых пелагические юрские и меловые отложения слагают непрерывную серию осадков, т. е. те разрезы, в которых отсутствуют свидетельства движений австрийской фазы. Это разрез Апеннин, где яшмы верхов офиолитового комплекса согласно сменяются пелагическими известняками титона, которые вверх по разрезу с постепенными переходами последовательно надстраиваются разрезом также пелагических известняков неокома и предфлишем апта — палеоцена. Это глубоководные разрезы зоны Пинда-Будва, где накопление яшм продолжалось от верхнего триаса до нижнего сенона (местами до неокома) включительно.

В западных покровах Ликийского Тавра это «серия промежуточного комплекса» Хатиджанадаг и Кейджегиза, где наблюдается непрерывный разрез от перми до палеоцена включительно, а средняя и верхняя юра, нижний мел и сеноман сложены пелагическими известняками. Глубоководные разрезы соответствующего возраста встречены и в Западном Тавре, где в покрове Бейшехир-Хойран (комплексы IV и V) наблюдаются непрерывные серии пелагических известняков необычайно малой мощности (в комплексе V — 20 м), в которых последовательно горизонт за горизонтом найдена микрофауна от среднего (?) триаса до нижнего сенона включительно (в серии Бойали-Тепе до верхнего сенона).

В Восточном Тавре это комплекс Пердесо, в котором глинистые сланцы имеют ниже-верхнемеловой возраст. В зоне чешуй Загроса покров Биситун также сложен монотонной толщей тонких известняков, возраст которых скорее всего юра — средний мел.

Все эти факты свидетельствуют, что австрийская фаза тектогенеза отнюдь не охватила всю территорию Альпийского складчатого пояса, а проявила себя локально (ниже будет показана строгая приуроченность движений этой эпохи к определенным зонам). Вряд ли мы получим такую картину, если будем придерживаться гипотезы глобального, геологически почти моментального (конец юры — начало мела) дрейфа Африкано-Аравийской платформы к северу. Следует также добавить, что в пермских и ниже-среднетриасовых отложениях изученной области практически отсутствуют глубоководные фации, которые могли бы свидетельствовать в пользу наличия зон, переходных к впадинам океанического типа. Почти повсеместно это неритовые карбонатные осадки или даже континентальные красноцветы и прибрежно-лагунные образования.

Поэтому можно предполагать, что к началу мезозоя область Альпийской складчатой области характеризовалась континентальным типом строения земной коры. На западе располагалось крупное эпигерцинское сооружение, составлявшее единое целое с герцинидами южной Франции, Швейцарии и Балкан, а на востоке огромные области были заняты северной частью эпибайкальской Африкано-Аравийской плиты. Эти две платформы сочленились скорее всего где-то в центральной Турции, примерно так, как представляет себе А. А. Белов (1967).

Если эта точка зрения справедлива, то в результате каких процессов на территории Альпийской складчатой области к началу юры, а местами и в верхнем триасе возникли участки, характеризовавшиеся океаническим типом строения земной коры? Если сделанные мною ранее выводы справедливы, а габбро-амфиболитовый комплекс офиолитовой серии является аналогом слоя «З» океанов, то такими процессами могут быть только горизонтальные движения внутри земной коры, которые бы сорвали ее гранитно-метаморфическую оболочку с «базальтового» слоя. Только таким образом можно представить появление габбро-амфиболитового комплекса в сфере седиментации. Образование зон растяжения сопровождалось их погружением, охватывавшим и краевые части расходящихся континентальных блоков. В этих частях разорванных эпигерцинских и эпибайкальских платформ возникали участки шельфового осадконакопления, которые по направлению к центру впадин сменялись пелагическими зонами, вытянутыми параллельно расходящимся краям континентов.

Центральные части впадин служили ареной интенсивного базальтового магматизма и областью накопления пелагических осадков океанического типа. Именно в этих частях бассейнов в середине мезозоя и возникли разрезы, типичные для современных океанов.

Раздвигание сопровождалось дроблением и тектонической переработкой «базальтового» слоя. Я не исключаю возможности, что в этот момент отдельные протрузии ультрабазитов из верхней мантии проникли в вышележащие породы габбро-амфиболитового комплекса. В результате этого процесса возник мономиктовый меланж. Свидетельство этому я вижу в трансгрессивном налегании пород эффузивно-осадочного комплекса не только на породы габбро-амфиболитового комплекса, но и на ультрабазиты (массив Бракко в Италии и массив Троодос на Кипре).

Предполагаемый механизм тектонического расслоения земной коры возвращает нас к воззрениям А. Вегенера. Такой же механизм предполагал и Г. Штилле, который считал, что при образовании океанов «... особую роль играет представление о перемещении внутри земной коры ее сиалических масс, дающее основу для уяснения целого ряда геотектонических и геомагматических явлений, которые иным путем или совсем не поддаются объяснению или объясняются с малой степенью достоверности» (Штилле, 1964в, стр. 866). Сходные точки зрения были высказаны в советской литературе А. В. Пейве (1969) и В. Г. Казьминим (1971). Однако не нужно думать, что гранитно-метаморфический слой земной коры

скользил по ее «базальтовому» слою точно вдоль границы раздела, поскольку поверхность Конрада, очевидно, нельзя представлять в виде какой-то конкретной геометрической поверхности. Это, по всей вероятности, довольно мощная, но постепенная зона перехода между породами, крайние из которых существенно отличаются по плотности. Поверхность горизонтального срыва между этими слями земной коры, следуя поверхности Конрада, очевидно, имела пологоволнистый характер. Она то ныряла в «базальтовый» слой, то поднималась в нижнюю часть гранитно-метаморфической оболочки. В результате такого характера скольжения в мезозойском океане Тетиса могли остаться отдельные участки, сложенные породами сиалического слоя, как бы «припаянные» к их «базальтовому» основанию. Возможно, один из таких примеров мы имеем в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа (см. разрез района села Кылычлы), где рой долеритовых даек (комплекс параллельных даек?) секут толщу кварцево-хлоритовых сланцев, содержащих прослойки и линзы мраморов. Таким характером скалывания может быть объяснена и различная мощность габбро-амфиболитового комплекса, венчающего ультрабазиты в различных ненарушенных разрезах офиолитовой ассоциации Альпийского складчатого пояса.

Таким образом, я предполагаю, что в начале мезозоя огромный континент Еврафрики подвергся гигантскому растяжению, во время которого гранитно-метаморфический цоколь платформ скользил по «базальтовому» слою. Это растяжение привело к формированию бассейна (бассейнов?), в котором оказался вскрытым океанический фундамент, в том смысле, в котором его понимает А. В. Пейве (1969 и другие его работы), М. С. Марков (1973) и я (Книппер, 1970). Какова же была направленность этих движений в континентальных блоках? Возникло ли это растяжение в результате центробежного разбегания континентальных плит, как предполагают сторонники гипотезы новой глобальной тектоники, или же направленного в одну сторону (к северу или югу) движения континентальных масс Еврафрики, во время которого в зоне раздела крупных блоков, дрейфовавших с разной скоростью, возникли зоны растяжения. В последнем случае необходимо предполагать закономерное падение скорости движения континентальных блоков с севера на юг или с юга на север. Если мы предположим, что океанический бассейн Тетиса возник в результате дрейфа Еврафрики к северу, то необходимо считать, что европейская часть этого континента дрейфовала с большей скоростью, нежели его Африкано-Аравийский сегмент. Только в этом случае мы получим в зоне их разрыва зону растяжения.

В настоящей работе я не буду касаться направленности этих движений, что требует анализа колоссального количества палеомагнитных данных не только по зоне Тетиса, но и всему земному шару (к тому же эти данные многими геологами воспринимаются «в штыки»). Я не буду оперировать абсолютным характером движений, и мне вполне достаточно их относительного выражения, приведшего к формированию крупных зон растяжения. Поэтому на прилагаемых палинспастических картах стрелки, показывающие направление движений континентальных блоков, отражают не абсолютную их направленность, а относительный характер движения.

Итак, в начале мезозоя в результате горизонтальных движений, приведших к перераспределению в пространстве гранитно-метаморфического слоя, в пределах Альпийской складчатой области возник бассейн (бассейны?) с океаническим типом строения коры.

Был ли это единый бассейн (возможно с апофизами), как считает А. В. Пейве (1969), или же их было несколько (Муратов, 1971; Архипов, 1972)? Здесь я целиком согласен с А. В. Пейве, который писал: «Трудно представить себе океан Тетис, в котором в нижнем мезозое якобы существовали узкие, шириной в первые десятки километров, прихотливо изги-

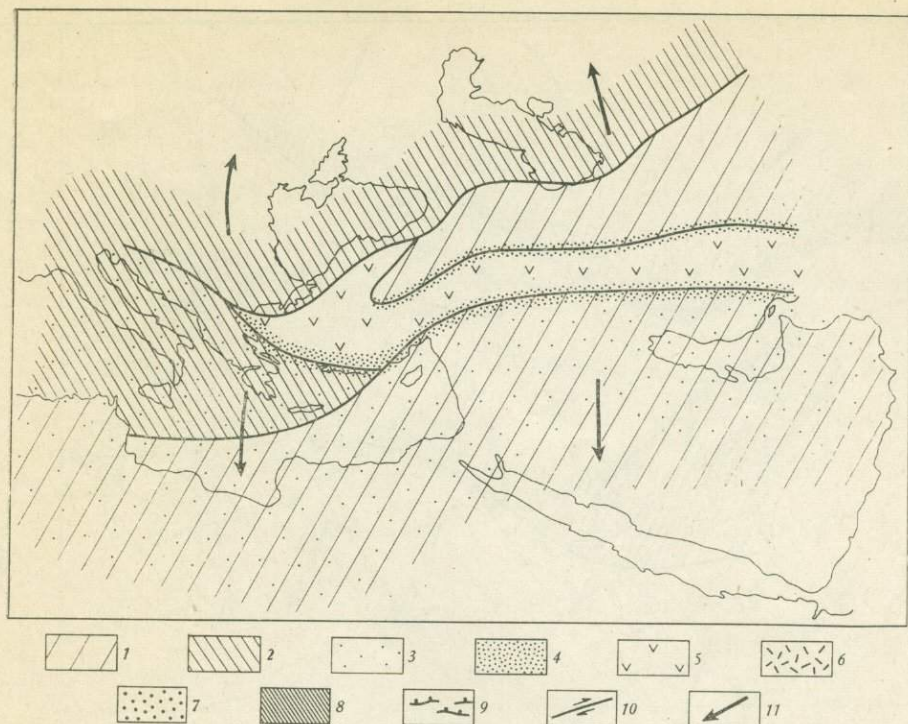
бающиеся океанические «троги» или даже изометричные «окна», где накапливались глубоководные осадки океанического типа. Они были разделены столь же узкими поднятиями, с одновременным накоплением на них мелководных осадков платформенного или миогеосинклинального типа. При этом характер разреза тех и других зон оказывается выдержанным в пределах всего Альпийско-Гималайского пояса.

Невозможно представить себе накопление в течение длительного времени типично океанических глубоководных радиоляритовых илов в узких полосах 20—30 км шириной, протягивающихся на сотни и тысячи километров (кстати, всегда совпадающих с разломами), среди одновременно образующихся платформенных осадков. При этом никаких фациальных переходов и смещения осадков почему-то не происходит. Подобного рода палеогеография Тетиса представляется мне совершенно фантастической» (А. В. Пейве, 1969, стр. 14).

По моему мнению, гипотеза офиолитовых трогов основана главным образом на предположении об автохтонности Пелагонийского, Мендересского и Кыршехирского массивов, которые как бы разделяют Вардарско-Североанатолийскую — Малокавказскую зону выходов офиолитов от Субпелагонийско-Тавро-Загросской ветви и представляют собой как бы срединные массивы в альпийском цикле развития этой области. На мой взгляд, имеются существенные доводы в пользу их аллохтонного залегания, о чем скажем ниже. Другой аксиомой, довлеющей над сторонниками троговой гипотезы, является представление, что, во-первых, гипербазиты и сопровождающие их габброиды были магматическими образованиями, возникшими в глубинных частях земной коры и верхней мантии и внедрившимися в верхние части земной коры вдоль глубинных разломов, и, во-вторых, что современные их выходы расположены вблизи этих глубинных подводящих каналов. Тогда каждый выход пород офиолитового комплекса как бы трансформирует собой глубинный разлом. Соединяя их выходы, мы получаем систему продольных и поперечных глубинных разломов. Именно по такому пути идут многие геологи, и, в частности, составители Тектонической карты Евразии масштаба 1:5 000 000. Как было показано, изложенный фактический материал противоречит этому предположению.

Попробуем проследить шаг за шагом историю возникновения и развития этого океанического бассейна, возникшего в начале мезозоя. Представления по этому поводу демонстрирует серия палинспастических карт, приложенных к настоящей работе (фиг. 71—74). Отмечу некоторые узловые моменты.

Попробуем сначала восстановить южный край этого бассейна, существование которого как единой структуры существенно подтвердило бы точку зрения о наличии крупной океанической впадины. Герцинское складчатое сооружение Альпийской складчатой области юга Европы — Апулийский «кратон» Ж. Деркура (Dercourt, 1970) — с запада (Апеннины) и востока (Динариды) обрамлялось в юре сначала неритовыми, а затем и пелагическими фациями. Эти внешние (или миогеосинклинальные) области построены до удивления одинаково и можно предположить, что некогда они соединялись через область, располагающуюся ныне в пределах Южных Альп. Аналогичная картина наблюдалась и в складчатой системе внешней зоны Загроса — Восточного Тавра, где начало пелагического осадконакопления датируется верхним триасом, а в юре и нижнем мелу шельфовые фации в северо-восточном направлении закономерно сменяются пелагическими. Несмотря на резкое различие палеозойской (и допалеозойской) истории развития этих двух удаленных регионов, их мезозойский этап развития чрезвычайно схож. И тут, и там шельфовые осадки сменяются глубоководными (в том числе и радиоляритами) отложениями по латерали, и тут, и там первые признаки терригенного осадконакопления (флиш) появляются в верхнем мелу.

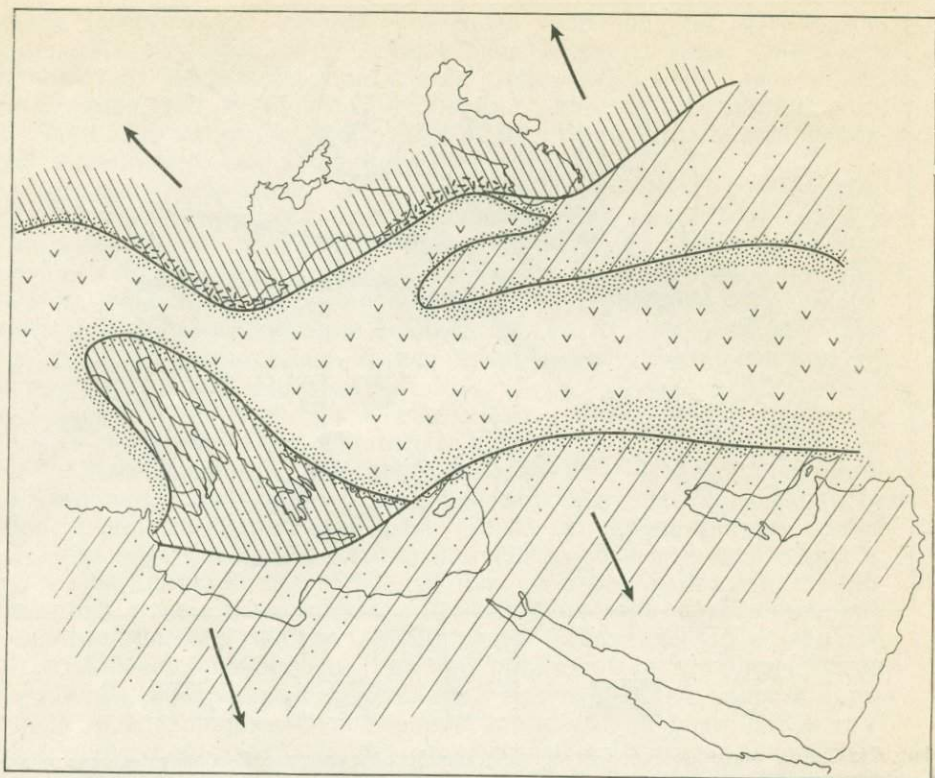


Фиг. 71. Схема тектонического строения Альпийской складчатой области к началу юры
 1 — Африкано-Аравийская платформа (чехол и основание); 2 — эпипалеозойская платформа (чехол и основание); 3 — область неритового и батинального осадконакопления; 4 — преимущественно карбонатно-кремнистых пород, 5 — преимущественно вулканогенных пород (базальтоиды); 6 — области андезит-базальтового вулканизма; 7 — терригенные осадки (флиш и олистострома); 8 — части эпипалеозойской платформы, подвергнутые альпийскому метаморфизму; 9 — шарьяжи и тектонические чешуи; 10 — сдвиги; 11 — стрелками показан относительный характер движения

Восточное продолжение внешних зон Динарид можно проследить вплоть до островов Крит и Родос, как установлено последними работами французских геологов. Западное продолжение зоны Загроса легко устанавливается вдоль южных подножий массива Битлис.

Однако эта область как единая и линейная в современной складчатой структуре зона целиком пропадает в сложном нагромождении покровных чешуй и складок Тавра. Поэтому встает естественный вопрос: соединялись ли в мезозое внешние Динариды со складчатой системой Загроса?

Трудно что-нибудь сказать о наличии соответствующих толщ в Центральном Тавре, поскольку его стратиграфия вплоть до настоящего времени изучена недостаточно. Более ясное представление дает нам Западный и Ликийский Тавр. Автохтон Западного Тавра, как я уже об этом писал, сложен платформенными отложениями умеренной мощности, сходными с отложениями чехла Африкано-Аравийской платформы (сланцы и кварциты верх. докембрия, карбонатный кембрий, терригенный ордовик, карбонатный разрез мезозоя). Платформенные осадки слагают и нижнюю часть покрова Бейшехир-Хойран (комплекс 1, в котором средний и верхний девон представлены кварцитами и сланцами, карбон и пермь — карбонатными породами, мезозой — преимущественно карбонатными разрезами). Однако отличием этого разреза (по мнению французских геологов он некогда располагался севернее разрезов автохтона) является присутствие в нем пелагических известняков верхнего сенона,



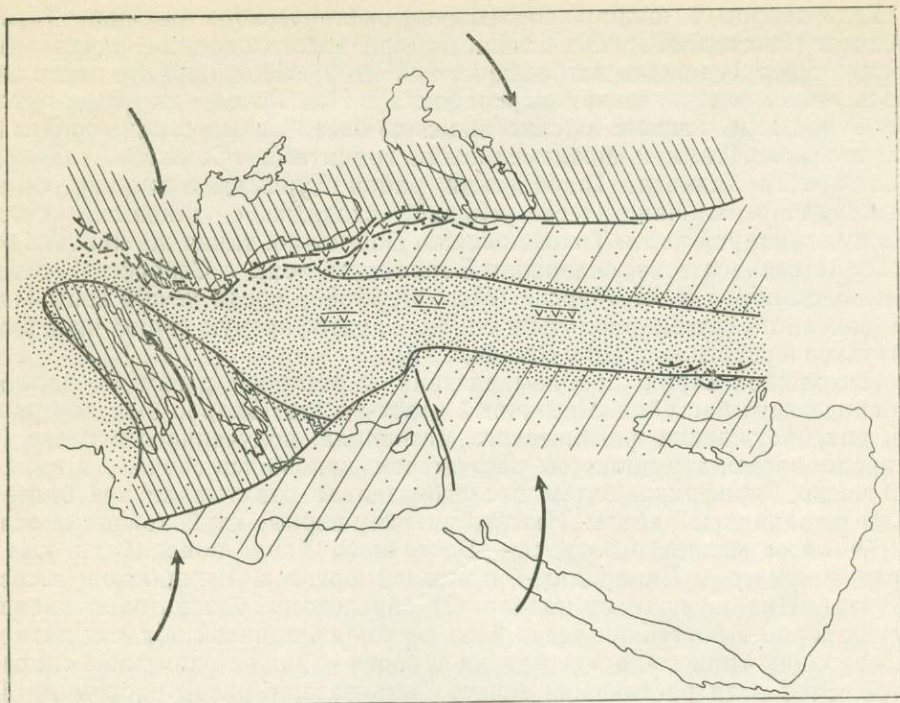
Фиг. 72. Схема тектонического строения Альпийской складчатой области к началу верхней юры

Условные обозначения см. на фиг. 71

олистоостромы и флиша, начало накопления которого датируется концом верхнего мела, а конец — средним эоценом. Это сближает разрез комплекса I покрова Бейшехир-Хойран с внешними Динаридами (например, зоной Гаврово) и Восточным Тавром (олистоострома Бесни). Комплекс 5 этого покрова (серия Бойали-Тепе) очень схож с разрезами зоны Пинда Динарид. В покровах Анталья также присутствуют яшмы, переслаивающиеся с известняками, возраст которых (верхнемеловой) одинаков с возрастом комплекса Пердесо Восточного Тавра и внешних Динарид.

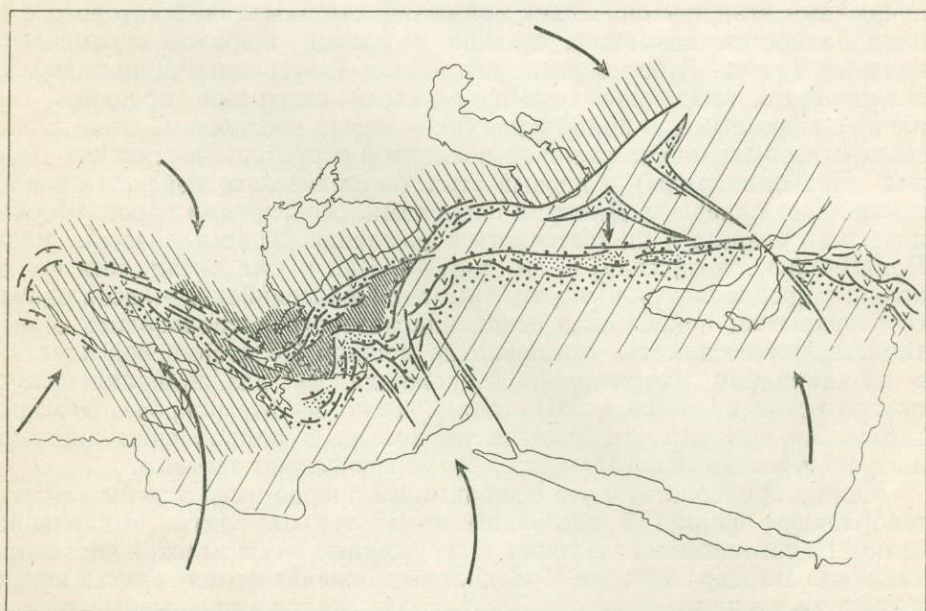
Наличие палеогенового флиша в автохтоне Ликийского Тавра, расположенного на пелагических известняках верхнего сенона, связывает автохтонный разрез гор Бей Даглары с разрезами покрова Хадым. Фации и мощности серий Хатиджанадаг и Кейджегиза в «промежуточном комплексе» покровов Ликийского Тавра, по мнению П. де Грациански (Graciansky, 1972), идентичны таковым Боснийской зоны Динарид, а мезозойские автохтонные серии представляют продолжение Ионической и Предапулийской зон. В то же время разрезы аллохтона Ликийского Тавра сопоставимы и с комплексом пород покрова Пичакун и Биситун Загроса.

Все эти факты позволяют предположить, что с конца триаса — начала юры крупный океанический бассейн обрамлялся с юга единой областью континентального склона, в котором неритовые фации закономерно сменялись в северном направлении пелагическими (см. фиг. 72). Эта картина удивительно схожа с таковой, описанной для Кубы. Такой характер сочленения континентальных и океанических пространств наблюдается ныне в пределах большей части Атлантического океана.



Фиг. 73. Схема тектонического строения Альпийской складчатой области к концу неогена

Условные обозначения см. на фиг. 71



Фиг. 74. Схема тектонического строения Альпийской складчатой области к концу эоцена

Условные обозначения см. на фиг. 71

Если вопрос о южном обрамлении океанического бассейна Тетиса представляется достаточно ясным, то при восстановлении фациальных зон его северного борта встречаются значительные трудности, поскольку интенсивная тектоническая переработка почти нацело их уничтожила. Лишь местами мощные юрские андезито-базальтовые серии, пронизанные верхнеюрскими и нижнемеловыми гранитами (Сомхито-Агдамская зона Малого Кавказа. Трабзонский район Турции), возможно, свидетельствуют о наличии здесь условий, сходных с таковыми островных дуг западной части Тихого океана. Возможно, такая же картина была свойственна и зоне сочленения Вардарской зоны с Сербско-Македонским массивом, где Ж. Мерсье (Mergier, 1966б) среди чешуй зоны Пайкон описал щелочные риолиты и спилит-кератофировую серию предположительно юрского возраста (см. фиг. 72).

Следующая серия проблем связана с историей развития данного океанического бассейна. Частичный ответ на этот вопрос был дан раньше, при обсуждении фактического материала, полученного в главе IV. Я предполагаю, что процессы растяжения, начавшись сначала в восточной части Евразии, затем последовательно охватывали все более и более ее западные районы. Именно поэтому первые глубоководные осадки в системе внешнего Загроса — Восточного Тавра появляются уже в верхнем триасе, в Динаридах — в нижней юре, а в Апеннинах — в средней юре. Именно поэтому начало (?) образования базальтовых океанических серий в восточной части Альпийской складчатой области датируется верхним триасом, а в ее западной части — нижней или даже средней юрой. Этот этап растяжения может быть назван фазой раскрытия Тетиса (Dercourt, 1970).

В конце юрского периода движение европейского континента к северу замедлилось или даже приобрело обратное направление. В результате вся северная часть океанической области охватывается складчатостью. В Динаридах она проявляется в конце юры (формирование Палеодинарид, возникновение титонского флиша), а в северной Анатолии и на Малом Кавказе — в конце неокома. В целом это неразрывный и непрерывный этап тектонических движений, омолаживание которого с запада на восток, возможно, связано с разной шириной океанической впадины Тетиса. В более узких его частях (внутренние Динариды) эта складчатость, вызванная тангенциальными сжатиями, проявила себя раньше и заметнее, в более широких — позже и слабее. С этим этапом связаны формирование сложной покровной структуры внутренних Динарид (Палеодинариды) и первый этап тектонического перекрытия внутренней части внешних Динарид покровами, сложенными породами океанического разреза и их восточного обрамления (кристаллические массы Пелагонийского массива) — см. фиг. 73. Как я уже писал, есть все основания предполагать, что в этот момент Пелагонийский массив оказался перекрытым покровом, в основании которого располагались серпентиниты. Можно думать, что движение мощной Пелагонийской пластины в юго-западном направлении сопровождалось раздавливанием зоны океанических разрезов и нагнетанием их во фронте покрова. Этот раздавленный материал растекался не только в направлении движения масс, но и назад, по поверхности метаморфической пластины.

Можно предполагать, что офиолитовый покров имел как бы «лополи-тообразную» форму. В настоящее время эти офиолиты, выдавленные из-под Пелагонийского шарьяжа и сгруженные в его тыловой части, принадлежат Вардарской зоне. Складчатые движения конца верхней юры не затронули внешних Динарид. Здесь продолжался непрерывный процесс осадконакопления (в том числе и пелагического — Пиндская зона).

Трудно сказать, в какой конкретной форме проявили себя движения австрийской фазы в Северной Анатолии. Бесспорно, что в результате этих движений в северной части Альпийской складчатой области прекра-

шается формирование базальтовых океанических серий, и на смену им приходят флишевые осадки. Бесспорно также, что Малокавказская ветвь океана Тетис прекращает свое существование как океаническая структура. Однако мы не можем сказать, связано ли с этим временем становление крупных покровов кристаллических масс, подобных шарьяжу Пелагонийского массива (речь идет о массивах Мендерес и Кыршехир). В настоящее время подавляющее большинство исследователей (Мура-тов, 1962, 1969; Хаин, 1968, 1969, 1970) считают их автохтонными. В альпийском цикле развития Тетиса эти покровы играли роль срединных массивов. Однако уже давно существует мнение об их аллохтонном положении (Bailey, McCallian, 1951—1953), недавно поддержанное А. В. Пейве (1969). Этот вопрос имеет весьма существенное значение для понимания тектонического строения данной области.

Мне кажется, что в настоящее время единственным доводом в пользу автохтонного положения этих массивов является нежелание перемещать крупные массы горных пород на большие расстояния. В мезозойских отложениях рассматриваемого района полностью отсутствуют какие-либо свидетельства (фациальные переходы, изменения мощностей), говорящие о том, что эти массивы контролировали ход осадконакопления в триасовое и юрское время. В то же время прямые геологические факты, свидетельствующие в пользу их аллохтонности, также весьма малочисленны. Единственной работой, основанной на конкретных геологических наблюдениях и говорящей об их аллохтонном положении, является работа Э. Бейли и У. Мак-Коллина (Bailey, McCallien, 1951—1953). Насколько мне известно, эти данные еще никем не опровергнуты. Значительно больше доводов в пользу аллохтонного залегания Мендересского массива возникает при сравнении его с Пелагонийским массивом, положение которого в тектоническом покрове, на мой взгляд, не вызывает сомнения. Эти доводы следующие:

— как Пелагонийский, так и Мендересский массивы сложены близкими по составу метаморфическими комплексами и подвержены послепермскому метаморфизму;

— как Пелагонийский, так и Мендересский массивы с юга обрамляются серпентинитовыми покровами;

— есть основание предполагать, что покров перидотитов Ликийского Тавра скользил по поверхности Мендересского массива (Graciansky, 1972), что устанавливается по тектоническому перекрытию серпентинитами его южного обрамления и наличию чешуй кристаллических пород в основании покрова перидотитов Ликийского Тавра;

— общее структурное положение массива Мендерес аналогично таковому Пелагонийского массива.

Все это дает основание предполагать, что Мендересский, а следовательно, и Кыршехирский массивы располагаются в аллохтоне и являются тектоническими отторженцами герцинской цепи Понта.

Каково же время становления этих покровных пластин? По мнению П. де Грациански (Graciansky, 1972), становление покровов Ликийского Тавра двухэтапно. Первый этап относится к концу верхнего мела, второй послесреднеэоценовый. Если это так, то становление покровов Мендереса и Кыршехира, с одной стороны, и Пелагонийского массива, с другой, одновременно. Следовательно, можно предполагать, что австрийская фаза тектогенеза в Северной Анатолии не привела к столь существенной перестройке структуры, которая наблюдается во внутренних Динаридах.

Движения австрийской фазы не сказались на морском бассейне южной части океана Тетис. Здесь в зоне его сочленения с Африкано-Аравийской платформой в пелгических условиях продолжали накапливаться серии карбонатных и кремнистых осадков. Лишь местами (Оман) эти движения проявились достаточно четко.

Следующий этап развития Альпийской складчатой области представляет собой по существу непрерывный этап тектогенеза, охватывающий промежуток времени от начала верхнего мела до неогена включительно. Начало этих движений устанавливается вдоль северного обрамления Альпийской складчатой области, где в это время формируются флишевые и олистостромовые толщи, связанные с размывом поднятий (лбов покровов?), сложенных меланжем (Малый Кавказ, северная Турция, Динариды, Апеннины). В то же время вдоль южного борта океанической впадины продолжают накапливаться пелагические осадки (глоботрункановые известняки, яшмы), прославившиеся редкими прослоями базальтов (комплекс V покрова Бейшехир-Хойран Западного Тавра).

Медленное нарастание тектонических напряжений разрешилось мощным катаклизмом субгерцинской фазы, наиболее ясно проявившимся на территории Турции и Ирана. Именно в это время многочисленные покровы как бы выплеснулись на северный край Африкано-Аравийской платформы, перекрыв на большие расстояния ее платформенный чехол. С этим этапом связано формирование гигантских покровов Омана, Загроса, покрова Кеван, шарьяжей Александреттской зоны и Кипра. С этим временем связана первая фаза становления покровов (комплексы «2» — «5») Бейшехир-Хойран и Ликийского Тавра. Можно думать, что тогда же произошло становление аллохтонных пластин Мендереса и Кыршехира.

Можно предположить, что становление этих покровов произошло почти моментально (в геологическом смысле). К такому выводу можно прийти на основании исследований В. Г. Казьмина (1965) в Курддаге, где шарьяж, сложенный ультрабазитами, располагается на известняках нижнего маастрихта и трансгрессивно перекрывается карбонатно-терригенными отложениями верхнего маастрихта. Эта фаза движений, очевидно, обязана своим происхождением встречному движению континентальных блоков Европы и Африки, которые как бы раздавили и выжали на поверхность породы океанического разреза океана Тетис. В это время воссоединяется верхнепалеозойский континент Евразии (см. фиг. 74).

Итак, к концу верхнего мела океан Тетис, как единая и протяженная структура, прекращает свое существование, и на его месте возникает область с континентальным типом строения земной коры. Становление ее не связано с процессами гранитизации и метаморфической переработки океанических комплексов пород, а целиком обязано латеральному перемещению огромных блоков сиалических масс, возникших в домезозойское время.

В дальнейшем тектонические структуры Альпийской складчатой области, возникшие в допалеогеновое время, подверглись неоднократной переработке и усложнению. Наиболее сильные движения, сопровождавшиеся здесь покрово- и складкообразованием, датируются средним эоценом, олигоценом, миоценом и плиоценом. Однако эти движения происходили уже внутри области с корой континентального типа.

Я считаю, что серпентинитовый меланж северного и центрального Ирана формировался в резко иных тектонических условиях. Как указывалось, ультрабазиты и габбро района Сабзевара, Найна и северного обрамления Лутской глыбы теснейшим образом связаны с комплексом пелагических глоботрункановых известняков, верхнемеловым-нижнеэоценовым флишем и вулканогенными андезит-базальтовыми сериями верхнего мела — палеогена, а базальтоидные серии офиолитовой ассоциации незначительно распространены. Можно предполагать, что в верхнем мелу в теле Иранского блока Африкано-Аравийской платформы возникли узкие линейные прогибы, часть которых была ориентирована в широтном, а другая — в меридиональном направлениях. Возникновение этих прогибов может быть связано с раскалыванием тела Иранского массива системой сопряженных между собой разломов, возникших в ре-

зультате дрейфа этой глыбы в южном направлении. Проявление движений начала этой фазы сказывается даже во внешней зоне Загроса, где туронские карбонатные отложения содержат олистолиты радиоляритов. Вдоль разрывов в результате возникновения зон растяжения формируются узкие линейные прогибы, заполнявшиеся глубоководными осадками, флишем и вулканогенными породами андезит-базальтового комплекса. Наибольшее раскрытие этих прогибов связывается с эпохой максимального сжатия в системе Загроса и Тавра, т. е. с концом мела — началом палеогена. К этому моменту Иранский массив в результате дрейфа к югу уже располагался аллохтонно на раздавленных океанических сериях (меланже) северной части мелового Тетиса. В дальнейшем, в эоцене, в результате сжатия эти прогибы замыкаются и протрузии серпентинитового меланжа внедряются в зону утонения гранитно-метаморфического цоколя иранской части Африкано-Аравийской платформы.

После изложенного фактического материала мы можем более уверенно подойти к истории развития Малого Кавказа, которая представляется в следующем виде. В начале юры в результате отодвигания герцинского основания Сомхито-Агдамской и Карабахской зон от северной части Африкано-Аравийской плиты возникает Тутхунская зона — широкий морской бассейн, обладавший океаническим типом строения дна и являвшийся частью океана Тетис. После сдвигания сиалической «покрышки» на дне этого бассейна оказались вскрыты породы «базальтового» слоя (габбро, габбро-амфиболиты, различные метабазиты). В течение всей юры и неокома здесь происходит формирование вулканогенно-осадочной серии пород океанического типа. Вдоль северного борта Тутхунской зоны (Сомхито-Агдамская и Карабахская зоны) возникает обстановка, сходная с таковой островных дуг, где накапливаются дифференцированные андезито-базальтовые серии. Между океанической областью и островной дугой существовала переходная, более погруженная в верхней юре зона (Карабахская), где мелководные известняки более северных разрезов (Сомхито-Агдамской зоны) замещались батиальными и пелагическими отложениями. Аналогичная зона возникла и вдоль южного ограничения этого бассейна (Севано-Акеринская зона).

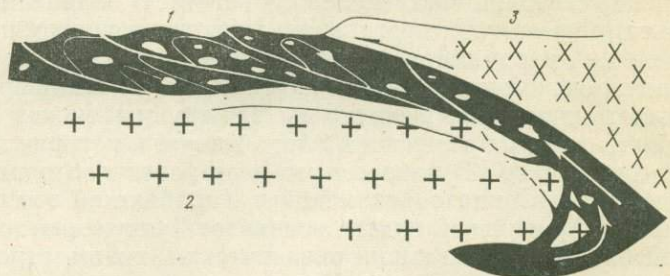
В конце неокома сиалические массы Африкано-Аравийской платформы подошвились под породы кристаллического основания герцинского обрамления северного побережья Тетиса. Это пододвигание сопровождалось раздавливанием океанического бассейна, образованием и выжиманием серпентинитового меланжа вдоль поверхности глубинного поддвига. Если движение кристаллических блоков Африкано-Аравийской платформы было направлено на север, то отток масс меланжа происходил в обратном направлении. В результате этого явления юрско-неокомские отложения Севано-Акеринской зоны оказались перекрыты шарьяжем меланжа. Можно предполагать, что меланж выжимался вдоль зоны соприкосновения двух кристаллических масс (фиг. 75).

Геофизические данные, имеющиеся по этой части Малого Кавказа, не противоречат высказанным предположениям.

Гравиметрические карты, рисующие поверхность доальпийского фундамента, позволяют говорить о том, что его поверхность в пределах Севано-Акеринской зоны погружена на 2—3 км (Шихалибеили, 1967), что позволяет получить мощность аллохтонной пластины меланжа. Гравиметрические и магнитометрические съемки показывают, что «пояс гипербазитовых интрузий не отмечается повышенным магнитным или гравитационным полем. Возможно, последнее обстоятельство связано с небольшой мощностью ультраосновных пород» (Хесия, 1968, стр. 67). Эти же данные позволяют утверждать, что «глубинный разлом, вдоль которого внедрились интрузии ультрабазитов, имеет, по-видимому, характер крутого надвига с падением плоскости на север-северо-восток... Магнитный и гравитационный уступы отражают не современные выходы

ультраосновных интрузий, оторвавшихся от основной массы ультрабазитов и выведенных на дневную поверхность вдоль разломов, а большие по размеру интрузии, залегающие в несколько более глубоких горизонтах земной коры, севернее указанных выходов протрузии» (Габриелян, Татевосян, 1966, стр. 23). Если отбросить предположение о магматических корнях ультраосновных пород, то точка зрения А. А. Габриеляна и Л. К. Татевосяна близка к взглядам, развиваемым нами.

В результате этих движений к началу альбского века в пределах Севано-Акеринской зоны была сформирована сложная покровная структура, где на относительном автохтоне, сложенном сиалическими массами



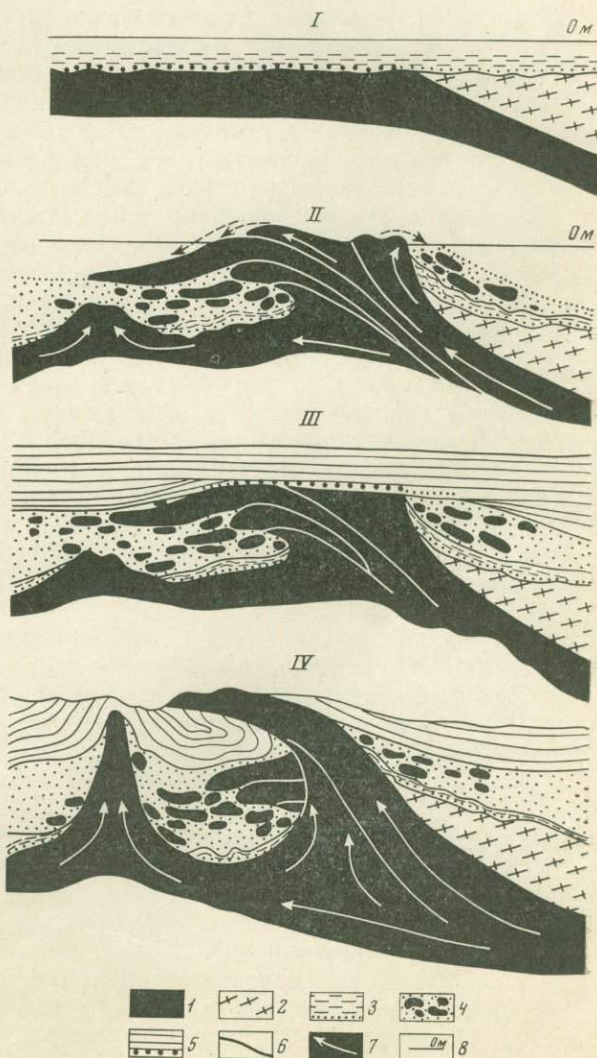
Фиг. 75. Схема, показывающая образование и шарьирование меланжа (1) из раздавленной Тутхунской зоны на Севано-Акеринскую зону в конце неокома в результате поддвижения кристаллических масс Африкано-Аравийской платформы (2) под герцинское складчатое сооружение Карабахской и Сомхито-Агдамской зон (3)

Африкано-Аравийской платформы, располагалась аллохтонная пластина меланжа, переброшенная сюда из уже раздавленной Тутхунской зоны. С этого времени изученная часть Малого Кавказа характеризуется уже континентальным типом строения земной коры.

Погружение и морская трансгрессия начала альбского века привели к тому, что поверхность меланжа, сложенная гетерогенным комплексом пород, оказалась погребенной под базальными конгломератами альба (фиг. 76). Продолжавшееся погружение в среднем и верхнем альбе сопровождалось накоплением относительно монотонной толщи глин и алевролитов. В сеноманском веке возобновляется поддвижение относительного автохтона Африкано-Аравийской платформы, которое уже не прекращается вплоть до конца нижнего сенона. Эти движения приводят к выдавливанию новых порций меланжа в Севано-Акеринскую зону. Непрерывная подача меланжевого материала из глубинных частей подвига привела к тому, что в зоне резкого спада статической нагрузки, вызванной тяжелой массой аллохтона Сомхито-Агдамской и Карабахской зон, поток меланжа устремился вверх и протрузивно проткнул успевшие накопиться к этому времени альб-сеноманские осадки. В зоне сочленения Севано-Акеринской и Карабахской зон возникло поднятие, в ядре которого меланж выходил на поверхность дна морского бассейна. Продолжавшееся поддвижение относительного автохтона, а следовательно, и непрерывная подкачка новых порций меланжа в осевую часть этого поднятия породили возникновение крупных покровов, сползавших со склонов этого поднятия по морскому дну. Движение покровов сопровождалось их разрушением и размывом, подводным оползанием осадков и возникновением пород с градационной слоистостью. Импульсивное поступление покровов приводило к тому, что некоторые крупные пластины пород меланжа и блоки, возникшие при их разрушении, захоронялись в песчаниках и мелкогалечных конгломератах, отлагавшихся на всей территории прогиба. Этот процесс и привел к формированию олистостромового комплекса. Подача огромного количества меланжа в сферу размыва привела к тому, что нижнесенонский морской бассейн оказался как бы пере-

груженным обломочным материалом, и в середине сantonского века окраинная часть Севано-Акеринской зоны представляла собой мелководное море с архипелагом многочисленных островов, сложенных меланжем.

К концу нижнего сенона поддвижение относительного автохтона замирает и, естественно, прекращается формирование олистостромового комплекса. Обширная верхнесенонская трансгрессия привела к размыву коры выветривания нонтронитового типа, которая успела сформироваться на пенепленизированной поверхности отдельных островов. В верхнем сеноне в условиях открытого моря повсеместно происходило накопление карбонатных осадков, сменившееся затем в палеогене формированием карбонатно-терригенных и вулканогенных толщ. В конце верхнего эоцена — начале олигоцена во время пиренейской фазы складчатости возобновляются движения вдоль глубинного поддвига, и вновь протрузии меланжа, захватив с собой блоки верхнесенонских и палеогеновых пород, прорываются в верхние горизонты осадочного и вулканогенного разреза Севано-Акеринской зоны. Именно к этому моменту и относится окончательное оформление складчатой структуры этой части Малого Кавказа.



Фиг. 76. История развития серпентинитового меланжа Севано-Акеринской зоны начиная с альбского века

Палеогеографические схемы:

- I — к середине сеномана;
- II — к концу нижнего сенона;
- III — к концу верхнего эоцена;
- IV — современная структура.
- 1 — серпентинитовый меланж;
- 2 — комплекс пород Карабахской зоны;
- 3 — терригенные породы альбасеномана;
- 4 — олистостромовый комплекс;
- 5 — отложения верхнего сенона — верхнего эоцена, нерасчлененные;
- 6 — разрывные нарушения;
- 7 — направление движения масс;
- 8 — уровень моря

Изложенный материал позволяет также подойти и к решению геологической истории Кубы. Действительно, здесь наблюдается прямая аналогия с историей развития Апеннин, Динарид и южного обрамления океана Тетис. Вполне вероятно, что в конце юры и в меловое время в северной части Кубы в пределах континентального склона формировался главным образом шельфовый комплекс карбонатных осадков, который в южном направлении, т. е. в сторону океанической впадины, замещался сначала пелагическими отложениями, а затем и вулканогенным комплексом, уже располагавшимся на фундаменте океанического типа. В конце верхнего мела, а затем и в среднем эоцене этот район был охвачен складкообразовательными движениями, в результате которых огромная пластина океанической коры была надвинута на континентальную область. В основании этой пластины при ее движении возник мощный серпентинитовый меланж, в котором наряду с продуктами дробления офиолитового комплекса широко распространены отложения глубоководного осадочного разреза и кристаллические породы основания Багамской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ТЕОРИИ

Изучение внутреннего строения и тектонического положения офиолитового комплекса Альпийской складчатой области и Кубы позволяет подойти к решению ряда фундаментальных вопросов геосинклинальной теории. Как указывалось, признание разновозрастности пород внутри офиолитовой серии и сравнение ее разреза с разрезом океанической коры приводит к очень ответственному выводу о возможности сопоставления ее габбро-амфиболитового комплекса с породами, формирующими «базальтовый» слой земной коры. Это решение потянуло за собой ряд проблем: раздвижение континентального блока Еврафрики, горизонтальное перемещение крупных масс гранитно-метаморфической оболочки земной коры, обнажение в зоне растяжения «базальтового» слоя и начало излияния базальтовых серий. Я прекрасно знаю дискуссионный характер всех перечисленных выше вопросов и поэтому ниже хочу попытаться ответить только на те из них, решение которых непосредственно связано с внутренним строением и тектоническим положением офиолитовой серии. Таких проблем три: 1) офиолитовый комплекс и глубинные разломы; 2) офиолитовый комплекс как геологическая формация; 3) офиолитовый комплекс и проблема эвгеосинклиналей.

Офиолитовый комплекс и глубинные разломы. В настоящее время подавляющее большинство геологов считают, что выходы пород офиолитовой серии и особенно ее серпентинитов и габброидов располагаются вдоль глубинных разломов, т. е. зон, соединяющих глубинные части нашей планеты с самыми верхними частями земной коры, как считал в свое время А. В. Пейве (1945). При этом молчаливо признается, что гипербазиты и габбро являются продуктами кристаллизации магматического расплава, который и поступал в приповерхностные части геосинклиналей. Такая точка зрения, казалось бы, находит подтверждение в следующем геологическом факте: ультраосновные породы очень часто располагаются вдоль зон соприкосновения геологических комплексов, имеющих абсолютно разную историю развития. Это обстоятельство немедленно влечет за собой предположение о наличии трога, граничившего с расположенным рядом поднятием по глубинному разлому, о внедрении вдоль этого разлома магматических масс и т. д., и т. п.

Как мы видели, весь материал по строению Альпийской складчатой области однозначно указывает, что почти во всех случаях ультраосновные породы располагаются в виде покровных пластин, положение корней которых можно только предполагать после ряда допущений в палеотектонических реконструкциях. Видимое перемещение покровов Хавасина и Семайл только в предмаастрихтское время равно 200 км и кто знает, какое количество десятков или даже сотен километров проделала Африкано-Аравийская плита за кайнозойское и четвертичное время. Корни же покровов Хадым и Анталья вообще неизвестны. Именно в

результате крупных покровных перемещений в пределах современной структуры Альпийской складчатой области типично платформенные осадки соседствуют с глубокоководными сериями.

Поэтому установление зон глубинных разломов и их трассирование на большие расстояния при помощи соединения на карте отдельных массивов ультраосновных пород требует большой осторожности и, на мой взгляд, методически неверно.

Офиолитовый комплекс как геологическая формация. Как было показано, внутри офиолитовой ассоциации устанавливаются два комплекса образований, резко разделенных по времени формирования. Отношения между комплексами надо понимать так же, как соотношения фундамента платформы с ее осадочной оболочкой. Конечно, этот фундамент резко отличается от фундамента древних и молодых платформ континентов полным отсутствием мощной сиалической оболочки (граниты, гранито-гнейсы и др.). Поэтому мы обязаны говорить об особом, океаническом типе фундамента.

Возникновение этого фундамента, очевидно, связано с рядом сложных процессов, протекающих внутри тектоносферы, о которых можно только догадываться. Возможно, как считают теперь многие петрологи (Грин, Рингвуд, 1968), что ультраосновные породы представляют собой остаточный продукт, возникший при плавлении некоего изначального вещества мантии (пиролита) и отделения от него толеитовой выплавки. Если это так, то указанный процесс должен был привести к тому, что древние базальтоидные серии после их выплавления располагались прямо на гипербазитах (остаток от выплавления). В дальнейшем мощный поток метаморфических растворов, несших щелочи и кремнезем, преобразовал верхнюю часть ультраосновного субстрата и часть его эффузивной покрывки. Этот процесс привел к образованию габброидного комплекса, возникновению амфиболитов и спилитизации основных эффузивов.

Можно предполагать, что этот процесс протекал на огромных площадях и привел к образованию так называемого базальтового слоя, или слоя «3», океанов. Можно думать, что этот процесс протекал по площади неравномерно. В результате мощность созданного «базальтового» слоя оказалась неодинаковой. Лишь после прекращения метаморфических процессов произошло выплавление новых порций базальтовой магмы, вулканогенные породы которой трансгрессивно перекрыли этот океанический фундамент.

Вопрос о времени образования метаморфического комплекса офиолитовой ассоциации (океанического фундамента) остается открытым. Можно представить, что его возникновение каждый раз предшествует формированию вулканогенно-осадочных серий океанического типа и в каледонидах оно рифейское, в герцинидах — нижнепалеозойское, а в альпидах — верхнепалеозойское. Тогда нужно считать, что возникновение фундамента океанического типа тесно связано с геосинклинальным процессом (его началом), который, следовательно, приводит к образованию не только гранитно-метаморфической оболочки, как это считает Н. А. Штрейс (1968), но и «базальтового» слоя.

Вероятно и другое время становления слоя «3» океанов. Возможно, что оно было одноактным и происходило в глубоком докембрии, предшествуя заложению самой древней из известных нам геосинклиналей. Такая точка зрения восходит к взглядам Е. В. Павловского и М. С. Маркова (1964) о наличии в глубоком докембрии протобазальтовой оболочки. Тогда нужно предполагать, что к этому моменту истории нашей планеты на всей ее поверхности в результате преобразования первичного вещества уже была создана кора океанического типа. И лишь затем на этом первичном океаническом субстрате в разное время (протерозойское, каледонское, герцинское, альпийское) происходило заложение

геосинклинальных впадин с их начальным базальтоидным магматизмом. Тогда нужно предполагать, что возраст всех ультраосновных пород, габброидов и амфиболитов во всех геосинклинальных системах (вне зависимости от возраста этих последних) будет очень древним. Это, конечно, не значит, что после своего возникновения этот «протобазальтовый» слой не претерпел многократной метаморфической и тектонической переработки в результате сочетания многих сложных геологических процессов. Окончательное решение поставленной проблемы во многом зависит от совершенствования методов радиометрической геохронологии.

Как это видно из предшествующего текста работы, я придерживаюсь второй точки зрения.

Изложенный материал позволяет поставить следующий вопрос: как мы должны понимать термин «офиолитовая формация» и применим ли вообще к этому комплексу горных пород термин «формация» в том смысле, как его понимают многие советские геологи. Можно ли говорить в данном случае о формации, если ее породы расчленяются на два возрастных комплекса и содержат как магматические, так и метаморфические образования? По всей видимости, ни литолог, ни магматист не отнесут весь этот сложный комплекс пород к единой формации. Определенные трудности встают и на пути тектониста, поскольку трудно объединить в единую формацию породы фундамента и его оболочки. В данном случае, казалось бы, лучше говорить о формационном ряде, как мы говорим о формационных рядах платформ и геосинклиналей. Но эти ряды объединяются их принадлежностью к структурам определенного типа. Как же поступить с описанными выше двумя комплексами пород, формирование которых происходило в принципиально разной тектонической обстановке? Ведь если мы правы в своих выводах, то нужно считать, что образование метаморфического океанического фундамента происходит в догеосинклинальную стадию развития нашей планеты, а эффузивно-радиоляритовые серии, согласно существующим представлениям, открывают собой геосинклинальный цикл породообразования.

Но если прав Н. П. Херасков, говоривший, что «формации связаны с тектоническими структурами, конкретные формации с конкретными тектоническими структурами, а формационные типы с типами структур» (Херасков, 1952, стр. 50), то комплекс пород офиолитовой ассоциации может быть объединен в ряде океанических формаций. Для этого следует сделать «немного» — вынуть вулканогенно-осадочную серию из разреза эвгеосинклиналей и выделить самостоятельную геотектоническую структуру — «океан». Эта структура по ее значению в развитии земной коры должна быть по крайней мере равнозначна таким категориям, как платформа и геосинклиналь.

Поэтому, как мне кажется, в рамках существующей геосинклинальной терминологии термин «формация» неприменим к офиолитовому сообществу пород.

Даже если я целиком неправ, то все равно мы не можем говорить об офиолитовой формации в том смысле, в каком ее понимал Г. Штейнманн (Steinmann, 1905, 1926), Г. Штилле (1964а, б), Ю. А. Билибин (1955) и в каком ее понимали и понимают большинство геологов. Именно поэтому в настоящей работе я нигде не употреблял по отношению к офиолитам термина «формация», заменяя его терминами свободного пользования, такими как «комплекс», «серия» и «ассоциация».

Офиолитовый комплекс и проблема эвгеосинклиналей. В 1940 г. Г. Штилле (1964б) предложил внутри понятия „ортогеосинклиналь” ввести понятие об «эвгеосинклинальном» («вполне геосинклинальном») состоянии, характеризующемся высокой геосинклинальностью, подчеркнутой проявлениями начального магматизма, в отли-

чие от «миогеосинклинального» («менее геосинклинального») состояния, при котором отсутствует начальный магматизм... «эвгеосинклинальные» пространства... были охвачены более ранней складчатостью, при этом шире и значительно интенсивнее. Из них возникают «внутренние зоны», к которым позднее причленяются «внешние зоны», лишенные начального магматизма» (Штилле, 1964б, стр. 213).

Начальный (доорогенный) магматизм Г. Штилле понимал достаточно широко. В него он включил как офиолитовый комплекс, так и средние и даже кислые типы изверженных пород.

Встав на такую точку зрения, мы должны признать, что в исследованной части Альпийской складчатой области, в ее современной структуре эвгеосинклинальные прогибы отсутствуют. Действительно, во всех без исключения случаях офиолитовый комплекс является чуждым элементом разреза описанных зон и тектонически привнесен из областей ныне нам неизвестных и которые мы можем восстановить главным образом в силу более или менее развитого воображения. Таким образом, офиолитовая серия пород и подстилающие и перекрывающие ее осадки (главным образом миогеосинклинальные и даже платформенные) являются, по образному выражению К. Хсю, «...случайными знакомыми, встретившимися в результате тектонического перемешивания» (Hsü, 1972, стр. 34).

Но тогда, если принять эту точку зрения, океанические впадины (или по крайней мере их очень большие части) могут считаться эвгеосинклиналами. Действительно, в современных океанах присутствует офиолитовый комплекс пород («начальный магматизм»), они окружены шельфовыми областями, в которых происходит накопление мощных комплексов карбонатных и терригенных пород (миогеосинклинали). В краевых частях этих впадин породы океанического разреза вовлечены в складчатость и надвинуты на «внешние» не складчатые зоны (Куба, Новая Гвинея, Новая Каледония, Калифорния и др.). Можно себе представить, что при сжатии, которое может охватить современный Атлантический океан в будущем, когда крупные тектонические покровы, сложенные породами коры океанического типа, перекроют на большие расстояния шельфовые (миогеосинклинальные) и платформенные образования Африканской и Бразильской платформ, мы можем получить картину, весьма близкую к наблюдаемой ныне в Альпийской складчатой области.

Если все сказанное выше справедливо, то надо предполагать, что некоторые типы эвгеосинклиналей в начальные стадии развития представляют собой крупные впадины океанического типа. В последние годы многие геологи, в том числе и я, выделяют внутри геосинклинальной стадии развития три этапа: океанический, переходный и континентальный (Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве, Штрейс, Моссаковский и др., 1972).

С этой точки зрения в Альпийской складчатой области юга Европы океаническая стадия обнимает интервал времени от верхнего триаса (или нижней юры) до конца юры (или верхнего мела). Переходная стадия в Альпийской складчатой области в ее северной части начинается в конце юры — начале мела и характеризуется накоплением сначала мощных терригенных толщ, а затем и карбонатных осадков. В южной части этой складчатой системы переходная стадия чрезвычайно кратковременна (конец маастрихта — эоцен), а местами и вообще отсутствует. Начало континентальной стадии характеризуется мощной вспышкой липарито-андезито-базальтового магматизма, который, по Г. Штилле (1964б), уже относится к субсеквентному типу. Таким образом, в Альпийской складчатой области начальный, типично эвгеосинклинальный магматизм ограничен во времени океанической стадией. Другими словами, «эвгеосинклинальность» значительной части этой

территории определяется ее «океаничностью». Поэтому, как мне кажется, в складчатых системах, развитие которых протекало подобно такому Альпийской складчатой области, вряд ли стоит выделять эвгеосинклинальные прогибы и зоны. Проще говорить о существовании океанических условий или океанов на ранних стадиях развития этих складчатых систем.

Это избавит нас от необходимости считать современные океаны эвгеосинклиналями и заставит искать какие-то новые принципы для выделения этих последних структур.

Один из таких принципов, как мне кажется, заложен в понимании геосинклинального процесса. Этот принцип наиболее ясно был сформулирован Н. А. Штрейсом (1968), который считает, что геосинклинальным процессом следует называть такой процесс, который приводит к формированию коры континентального типа. С этой точки зрения океанический этап развития следует отделить от геосинклинального, поскольку он никоим образом не формирует кору континентального типа. Тогда за геосинклинали следует принимать области сочленения континентов и океанов. В категорию этих «промежуточных» (между континентами и океанами) структур логично войдут как шельфовые области, так и системы островных дуг. Именно в этих частях земного шара или постепенно (островные дуги), или в результате фаз складчатости (скупивания) будет происходить новообразование коры континентального типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С. Б.* 1959. К петрографии ультраосновных и основных пород Джил-Сатанахачского массива. — Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, **12**, № 3.
- Абовян С. Б.* 1966. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. 3. Ереван. Изд-во АН АрмССР.
- Абовян С. Б., Костанян Ю. А.* 1970. Мезозойские и палеогеновые ультраосновные и основные породы. Интрузивы Присеванского пояса. — В кн.: Геология СССР, т. 43. Армянская ССР, ч. I. Геологическое описание. М., «Недра».
- Адамович А. Ф., Чехович В. Д.* 1964. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., **39**, вып. 1.
- Азизбеков Ш. А.* 1950. Габбро-амфиболитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа. — Докл. АН АзербССР, **6**, № 6.
- Азизбеков Ш. А., Шихалибейли Э. Ш., Пашалы Н. В.* 1950. Перидотитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). — Изв. АН АзербССР, № 4.
- Акопян В. Т.* 1970. Меловая система. — В кн.: Геология СССР, т. 43. Армянская ССР, ч. I. Геологическое описание. М., «Недра».
- Акопян Г. М., Вегуни А. Т., Птухян А. Е.* 1970. Палеогеновая система. — В кн.: Геология СССР, т. 43. Армянская ССР, ч. I. Геологическое описание. М., «Недра».
- Алиев О. Б., Алиюлла Х.* 1963. Материалы к установлению нижневаланжинских отложений на г. Сузлуг (Малый Кавказ). — Докл. АН АзербССР, **19**, № 11.
- Аллахвердиев В. М.* 1959. Тектоническое соотношение Мровдагского антиклинория и Тоурагайчайского синклинория в зоне Мровдагского хребта. — В кн.: Труды I-й Закавказской конференции молодых научных сотрудников геологических институтов академий наук Грузинской, Азербайджанской, Армянской ССР. Ереван, Изд-во АрмССР.
- Арутюнян Г. С.* 1967. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, **20**, № 1—2.
- Арутюнян Г. С.* 1968. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям (на примере северо-западной части Севанского хребта). — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, **21**, № 5.
- Архипов И. В.* 1972. Строение и развитие северной зоны Альпийской складчатой области в раннем мезозое. — Геотектоника, № 6.
- Асланян А. Т.* 1958. Региональная геология Армении. Ереван, «Айпетрат».
- Белов А. А.* 1967. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров — Иранское нагорье — Памир). — Геотектоника, № 3.
- Белов А. А.* 1968. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпикавказской субплатформы на Малом Кавказе. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Белов А. А.* 1973. Тектоническое развитие Западного и Центрального Тавра в палеозое (Турция). — Геотектоника, № 1.
- Белостоцкий И. И.* 1967. Тектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах. — Геотектоника, № 6.
- Белостоцкий И. И.* 1970. Тектонические покровы. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнослоистых толщ. М., «Недра».
- Белостоцкий И. И., Колбанцев Г. В.* 1969. К проблеме офиолитов в Динаридах. — Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Билибин Ю. А.* 1955. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат.
- Богданов Н. А., Плошко В. В.* 1967. Магматические и метаморфические породы глубоководной впадины Романш. — Докл. АН СССР, **177**, № 4.
- Габриелян А. А., Татевосян Л. К.* 1966. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, **19**, № 1—2.
- Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. 1969. Л., «Недра».
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* 1968. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир».
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* 1967. Кытлымский платиноносный массив. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 13. М., «Недра».

- Илич М. 1967. Положение офиолитов в геотектоническом развитии Динарид.— *Acta geol. Acad. sci. hung.*, 11, № 1—3.
- Казьмин В. Г. 1965. Особенности сочленения древней платформы и альпийской геосинклинальной области в северо-восточном обрамлении Средиземного моря.— *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 40, вып. 6.
- Казьмин В. Г. 1966. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы.— *Геотектоника*, № 3.
- Казьмин В. Г. 1971. К проблеме «Альпийско-казового меланжа».— *Геотектоника*, № 2.
- Казьмин В. Г., Кулаков В. В. 1965. Офиолитовая формация Северо-Западной Сибири.— *Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка*, № 2.
- Кашкай М.-А. 1947. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзербССР.
- Кашкай М.-А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. М. 1950. К стратиграфии палеогена верховьев рек Акера и Тертер и смежной части бассейна озера Севан.— *Изв. АН Азерб. ССР*, № 3.
- Книппер А. Л. 1965а. О возрасте габброидов Чайкендского массива (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа).— *Докл. АН СССР*, 162, № 2.
- Книппер А. Л. 1965б. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа).— *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 40, вып. 2.
- Книппер А. Л. 1966. Надвиги и покровы на северо-восточном побережье оз. Севан.— *Геотектоника*, № 3.
- Книппер А. Л. 1968. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпийских перидотитов в верхней части земной коры.— В кн.: *Вулканизм и тектогенез*. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., «Наука».
- Книппер А. Л. 1969. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма.— В сб.: *Проблемы связи тектоники и магматизма*. М., «Наука».
- Книппер А. Л. 1970. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— *Геотектоника*, № 5.
- Книппер А. Л. 1971а. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— *Геотектоника*, № 6.
- Книппер А. Л. 1971б. Серпентинитовый меланж Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст).— *Геотектоника*, № 5.
- Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. 1964. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 10.
- Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. 1967. Тектоническое положение протрузий ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте.— В кн.: *Геология и полезные ископаемые Кубы*. М., «Наука».
- Кожухаров Д. 1967. Стратиграфическая корреляция докембрийских метаморфитов Центральных Родоп и Пелагонийского массива.— In: 8 Kongres Geotekt., Stratigr., Paleogeogr., Paleontol. T. 1, Beograd.
- Корин И. С., Финько В. И., Формель-Кортин Ф. 1967. Роль структуры первичных пород в формировании никеленосных кор выветривания Кубы.— В кн.: *Геология и полезные ископаемые Кубы*. М., «Наука».
- Леонтьев Л. Н. 1949. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа.— *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 24, вып. 4.
- Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. 1949. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе.— *Докл. АН СССР*, 65, № 1.
- Ломизе М. Г. 1970. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ).— *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 45, вып. 6.
- Ломизе М. Г. 1972. Краевые офиолитовые швы Альпид Ближнего и Среднего Востока.— *Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка*, № 2.
- Марков М. С. 1970. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— *Геотектоника*, № 2.
- Марков М. С. 1973. Структурное положение метаморфических комплексов и базальтовый слой земной коры островных дуг. Автореф. докт. дисс. М. ГИН АН СССР.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. 1967. Островные дуги и становление гранитного слоя земной коры.— *Геотектоника*, № 1.
- Меликян Л. С., Паладжян С. А., Чибухчян З. О., Варгазарян Ж. С. 1967. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.— *Изв. АН АрмССР, Науки о Земле*, 20, № 1—2.
- Морковкина В. Ф. 1962. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— *Труды ИГЕМ АН СССР*, вып. 77. М.
- Морковкина В. Ф. 1967. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука».
- Морковкина В. Ф. 1971. Находки реликтов «субсерпентинита» в альпийских гипербазитах и его петрографическое значение (на примере Малого Кавказа).— *Сов. геол.*, № 9.
- Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С. 1971. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 11.
- Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. 1969. Особенности генезиса пород офиолитового пояса Малого Кавказа.— Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1968 г. М.
- Муратов М. В. 1962. Основные этапы развития Альпийской геосинклинальной области Южной Европы и Малой Азии.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 2.
- Муратов М. В. 1969. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— *Геотектоника*, № 2.

- Муратов М. В. 1971. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г. 1968. О находке спилита в рифтовой зоне Аравийско-Индийского подводного хребта.— Докл. АН СССР, 181, № 2.
- Обуэн Ж. 1965. Итало-Динарская система и ее соотношение с Альпийской дугой.— В кн.: Тектоника Альпийской области. Перевод с англ., франц., немецк., итальянск. М., «Мир».
- Обуэн Ж. 1967. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. Перевод с англ. М., «Мир».
- Павловский Е. В., Марков М. С. 1964. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов.— В кн.: Деформация горных пород и тектоника. (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., «Наука».
- Паламарчук С. Ф., Таштыби С. 1968. Докембрий северо-восточного Средиземноморья.— В кн.: Геология докембрия. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., «Наука».
- Паланджян С. А. 1965. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья озера Севан.— Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, № 1.
- Памич Я., Карамата С. 1971. О работе И. И. Белостоцкого и Г. В. Колбанцева «К проблеме офиолитов в Динаридах» (Югославия).— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Паффенгольц К. Н. 1929. Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района Азербайджанской ССР.— Изв. Геол., ком., 48, № 3.
- Паффенгольц К. Н. 1934. Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк.— Труды Всесоюзн. геол.-развед. объедин., вып. 219.
- Паффенгольц К. Н. 1941. Интрузивные породы бассейна озера Севан и р. Веди-Чай, Даралагеза и Нахичеванского края. Интрузивы Закавказья.— Труды Груз. геол. упр., вып. 2.
- Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 196, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. 1971. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Масаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. 1972. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геол., № 12.
- Плошко В. В., Богданов Н. А. 1968. Гипербазиты глубоководной впадины Романш.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуцарифа М., 1967. Тектоническая карта Кубы масштаба 1:1 250 000 (объяснительная записка).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука».
- Ренаартен В. П. 1959. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6. М., Изд-во АН СССР.
- Соловкин А. Н. 1950. О триасе верховьев р. Акеры (Азербайджанская ССР).— Докл. АН АзербССР, т. 6, № 9.
- Хаин В. Е. 1968. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Ст. I.— Вест. МГУ, геол., № 6.
- Хаин В. Е. 1969. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего Востока. Статьи 2—3.— Вестн. МГУ, геол., № 1, 2.
- Хаин В. Е. 1970. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестн. МГУ, геол., № 2.
- Хаин В. Е., Абдуллаев Р. Н., Шихалибейли Э. Ш. 1949. Экзотические утесы типа «осадочных клиппенов» на Малом Кавказе.— Докл. АН СССР, 67, № 2.
- Халилов А. Г., Гасанов Т. Аб., Гаджиев Д. А. 1971. О возрасте карбонатной толщи в верховьях рек Шамхорчай и Гянджачай (Малый Кавказ).— Сов. геол., № 9.
- Херасков Н. П. 1952. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 27, вып. 5.
- Хесин Б. Э. 1968. Геофизическая характеристика тектоно-магматических зон Азербайджана.— Геотектоника, № 6.
- Хесс Х. 1969. Срединноокеанические хребты и тектоника дна океанов.— В кн.: Геология и геофизика морского дна (Труды симпозиума). М., «Мир».
- Чернышева В. И. 1971. Магматические и метаморфические породы дна Индийского океана. Автореф. канд. дисс. М.
- Чехович В. Д. 1965. К тектонике Карибского бассейна.— Геотектоника, № 6.
- Чирич Б. М. 1966. О взаимосвязи Динарид, Эллинид и Италид.— Сов. геол., № 5.
- Чирич Б. М. 1967. Развитие Динарид в альпийском цикле.— Геотектоника, № 6.
- Шихалибейли Э. Ш. 1956. Тектоника Севано-Акеринского синклинали в пределах Азербайджана.— Труды Совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку.
- Шихалибейли Э. Ш. 1964. Геологическое строение и история тектонического разви-

- тия восточной части Малого Кавказа, т. 1. Баку, Изд-во АН АзербССР.
- Шахалибейли Э. Ш.* 1966. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 2. Баку, Изд-во АН АзербССР.
- Шахалибейли Э. Ш.* 1967. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 3. Баку, Изд-во АН АзербССР.
- Штеклин И.* 1966. Тектоника Ирана.— Геотектоника, № 1.
- Штилле Г.* 1964а. К вопросу о происхождении магм.—Избр. труды. М., «Мир».
- Штилле Г.* 1964б. Введение в строение Америки.—Избр. труды. М., «Мир».
- Штилле Г.* 1964в. Некоторые данные и соображения о мировых океанах и обрамляющих их районах.—Избр. труды. М., «Мир».
- Штрейс Н. А.* 1968. Проблемы связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., «Наука».
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Sagri M.* 1970. The geosyncline concept and the Northern Apennines.— *Sediment. Geol.*, 4, N 3/4.
- Abbate E., Sagri M.* 1970. The eugeosynclinal sequences.— *Sediment. Geol.*, 4, N 3/4.
- Altinli I. E.* 1966. Geology of Eastern and Southeastern Anatolia.— *Bull. Mineral. Res. Explor. Inst. Turkey*, N 66.
- Aubouin I., Blanchet R., Cadet I.-P., Celet P., Charvet I., Chorowicz J., Cousin M., Rampoux I.-P.* 1970. Essai sur la géologie des Dinarides.— *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 12, N 6.
- Aumento F.* 1968. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. Basalts from the area of Confederation Peak.— *Canad. J. Earth Sci.*, 5.
- Aumento F.* 1969a. Diorites from the Mid-Atlantic at 45° N.— *Science*, 165.
- Aumento F.* 1969b. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. Fission track and ferro-manganese chronology.— *Canad. Earth Sci.*, 6.
- Aumento F., Loncarevic B.* 1969. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. IV, Blad Montain.— *Canad. J. Earth Sci.*, 6.
- Aumento F., Loncarevic B., Ross D.* 1971. Hudson geotravers: geology of the Mid-Atlantic Ridge at 45° N.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, A 268, N 1192.
- Aumento F., Loubat H.* 1971. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. XVI. Serpentinized ultramafic intrusions.— *Canad. J. Earth Sci.*, 8, N 6.
- Bailey E., McCallien W.* 1951-1953. Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust.— *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 62, pt 2.
- Bischopp D. W.* 1954. Some new features of the geology of Cyprus.— In: Congr. géol. internat. Compt. rend. 19-e session. Alger, 1952, fasc. 17.
- Blumenthal M.* 1947. Les lambeaux de recouvrement du Tarus Occidental.— *Bull. Soc. géol. Turquie*, 2, N 1.
- Blumenthal M.* 1960-1963. Le système structural du Taurus Sud-anatolien.— Dans: Livre à la mémoire du Professeur P. Falot, t. 2. Paris.
- Boccaletti M., Bortolotti V., Sagri M.* 1966a. Arenare ofiolitiera nella «Jurassic volcanic facies» a sudovest di Bolu (F. Zonguldak-Turchia).— *Boll. Soc. geol. ital.*, 85.
- Boccaletti M., Bortolotti V., Sagri M.* 1966b. Osservazioni sul Ankara Mélange nella zone di Ankara.— *Boll. Soc. geol. ital.*, 85.
- Bonatti E.* 1968. Ultramafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge.— *Nature*, 219.
- Bonatti E., Honnorez I., Ferrara G.* 1971. Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, A 268, N 1192.
- Bortolotti V., Sagri M.* 1968. Osservazioni sull'età e la giacitura delle ofioliti fra Smirne ed Erzurum (Turchia).— *Boll. Soc. geol. ital.*, 87.
- Bortolotti V., Dal Piaz G. V., Passerini P.* 1969. Nuove osservazioni sul Massiccio del Vourinos (Grecia).— *Boll. Soc. geol. ital.*, 88.
- Bortolotti V., Passerini P.* 1970. Magmatic activity.— *Sediment. Geol.*, 4, N 3/4.
- Bortolotti V., Passerini P., Sagri M., Sestini G.* 1970. The miogeosynclinal sequences.— *Sediment. Geol.*, 4, N 3/4.
- Böttcher W.* 1969. Zur Entstehung des magmatischen Troodos-Komplexes (Zypern).— *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 110, N 2.
- Bowin C. O., Nalwalk A. J., Hersly J. B.* 1966. Serpentinized peridotite from the north wall of the Puerto Rico Trench.— *Bull. Geol. Soc. America*, 77, N 3.
- Braud J.* 1970. Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux.— *C. r. Acad. sci. Paris*, ser. D, 271, N 15.
- Brunn H.* 1955. Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale.— *Ann. géol. pays hellén.*, 7.
- Brunn J. H.* 1960. Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique.— *Rev. géogr. phys.*, sér. 2, 3, fasc. 3.
- Brunn J. H.* 1971. Aperçu sur la structure des Taurides occidentales.— Dans: Tectonique de l'Afrique. UNESCO, Paris.
- Brunn J. H., Graciansky P. de, Gutnic M., Juteau T., Lefèvre R., Marcoux I., Monod O., Poisson A.* 1970. Structures majeures et corrélation stratigraphiques dans les Taurides occidentales.— *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 12, N 3.
- Brunn J. H., Mercier J.* 1971. Esquisse de la structure et de l'évolution géologique de la Grèce.— Dans: Tectonique de l'Afrique. UNESCO, Paris.
- Bulle I., Rollet M.* 1970. Essai de définition des zones internes des Dinarides en Macédoine (Yougoslavie).— *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 12, N 6.
- Cann J.* 1968. Geological processes of Mid-ocean Ridge crests.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc. Canada*, 15.
- Cann J.* 1971. Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, N. E. Atlantic.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, A268, N 1192.

- Cann J., Vine F.* 1968. An area on the crest of the Carlsberg Ridge; petrology and magnetic survey.—Philos. Trans. Roy. Soc. London, A 259.
- Chernysheva V., Murdmaa I.* 1971. Metamorphosed igneous rocks from the Mid-Indian rift zones.—Philos. Trans. Roy. Soc. London, A 268, N 1192.
- Cogulu E.* 1967. Etude pétrographique de la région de Mihaliccik (Turquie).—Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 47, N 2.
- Cogulu E., Krummenacher D.* 1967. Problèmes géochronométriques dans la patrie n. w. de l'Anatolie centrale (Turquie).—Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 47, N 2.
- Cogulu E., Vuagnat M.* 1965. Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Mihaliccik (Vilayet d'Eskeşehir, Turquie).—Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 45.
- Coleman R. G.* 1963. Serpentinites, rodingites and tectonic inclusions in Alpine-Type Mountain Chains.—Geol. Soc. America, Spec. Papers, 73.
- Dal Piaz G.* 1969. Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto fra serpentinite e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane.—Rend. Soc. ital. mineral., Petrol., 25.
- Davis A. G.* 1950. The Radiolaria of the Hasasina Series of Oman.—Proc. Geologists Assoc., 61, pt 3.
- Davoudzadeh M.* 1969. Geologie und Petrographie des Gebietes nördlich von Nain, Zentral-Iran. Zürich.
- Decandia F. A., Elter P.* 1969. Riffessioni sul problema delle ofioliti nel l'Appennino settentrionale.—Atti Soc. Toscana sci. natur., 74, N 1.
- Dercourt S.* 1970. L'expansion océanique actuelle et fossile, ses implications géotectoniques.—Bull. Soc. géol. France, Sér. 7, 12, N 2.
- Dubertret L.* 1937. Sur la constitution et la genèse des roches vertes Syriennes.—C. r. Acad. sci. Paris, sér. D, 204.
- Dubertret L.* 1953. Géologie des roches vertes du nord-ouest la Syrie et du Hatay.—Notes et Mém. Moyen Orient., 6.
- Ducloz Ch., Vuagnat M.* 1962. A propos de l'âge des serpentinites de Cuba.—Arch. Sci., 15, fasc. 2.
- Engel C. G., Fisher R. L.* 1969. Lertzolite, anorthosite, gabbro and basalt dredged from the Mid-Indian Ocean ridge.—Science, 166.
- Erol O.* 1956. A study of the geology and the geomorphology of the region S. E. of Ankara in Elman Dagi and its surrounding.—Bull. Mineral. Res. Explor. Inst. Turkey, N 9.
- Fisher R. L., Engel C. G.* 1969. Ultramafic and basaltic rocks dredged from the near-shore flank of Tonga Trench.—Bull. Geol. Soc. America, 80.
- Flint D. E., Albear Y. G., Guild P. W.* 1948. Geology and chromite deposits of the Camagüey district, Camagüey province, Cuba.—U. S. Geol. Surv. Bull., 4, 954—B.
- Förster H.* 1968. Association of volcanic rocks in the Mountains south of Sabzevar (NE Iran).—In: Internat. Geol. Congr. Rept XXIII Session, v. 2. Proc. Section 2. Volcanism and tectogenesis. Prague.
- Furrazola-Bermudez G., Judoley C. M., Mijailovskaya M., Miroljubov Y. S., Novojatsky I. P., Núñez Jimenez A., Solsona J.* 1964. Geologia de Cuba. Habana.
- Gansser A.* 1960. Ausseralpine Ophiolith-Problem.—Eclogae geol. helv., 52, N 2.
- Gass I. G.* 1958. Ultrabasic pillow lavas from Cyprus.—Geol. Mag., 95, N 3.
- Gass I. G.* 1968. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?—Nature, 220, N 5162.
- Gass I. G., Masson-Smith D.* 1963. The geology and gravity anomalies of the Troodos massif, Cyprus.—Philos. Trans. Roy. Soc. London, A, 255, N 1060.
- Godfriaux I.* 1967/1968. Panorama de la géologie de l'Olympe (Grèce).—Bull. Soc. belge géol., paléontol. et hydrol., 76, N 1—2.
- Graciansky P. C. de.* 1967. Existence d'une nappe ophiolitique à l'extrémité occidentale de la chaîne sud-anatolienne; relations avec les autres unités charriées et avec les terrains autochtones (Province de Mugla, Turquie).—C. r. Acad. sci. Paris, sér. D, 264, N 25.
- Graciansky P. C. de.* 1968. Stratigraphie des unités superposées dans le Taurus Lycien et place dans l'arc Dinaro-taurique.—Bull. Mineral. Res. Explor. Inst. Turkey, N 71.
- Graciansky P. C. de.* 1972. Recherches géologiques dans le Taurus Lycien Occidental. Thèse, Univ. Paris.
- Gray K.* 1950. A tectonic window in South-Western Iran.—Quart. J. Geol. Soc. London, 105, pt 2.
- Greenly E.* 1919. The geology of Angelsy. Great Britain Geol. Surv. Mem., London.
- Guérin-Franiette S., Juteau T.* 1970. Découverte des blocs calcaires à ammonites et halobies Triassiques dans les pillow-lavas de Saurun, province d'Antalya (Turquie).—C. r. Acad. sci. Paris, sér. D, 270, N 24.
- Gutnic M., Dittmar K., Monod O.* 1968. Découverte des nappes de charriage dans le Nord du Taurus Occidentale (Turquie méridionale).—C. r. Acad. sci. Paris, sér. D, 266, N 10.
- Heesen B. C., Glass B., Menard H.* 1968. The Manihiki Plateau.—Deep-Sea Res 15, N 2.
- Hekinian K.* 1968. Rocks from the Mid-Oceanic Ridge in Indian Ocean.—Deep-Sea Res., 15.
- Helke A.* 1962. The metallogeny of the chromite deposits of the Culeman district, Turkey.—Econ. Geol., 57.
- Henson F. R. S., Browne R. V., Mc'Ginty J.* 1949. A synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus.—Quart. J. Geol. Soc. London, 105, pt 1.
- Hess H. H.* 1962. History of ocean basins.—In: Petrologic Studies. Buddington volume. N. Y.

- Heissleitner G.* 1952. Serpentin und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel.—*Geol. Bundesanstalt Jahrb. Sonderband*, 1.
- Hsü K. J.* 1968. Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox.—*Bull. Geol. Soc. America*, 79, N 8.
- Hsü K. S.* 1972. The concept of the geosyncline yesterday and today.—*Trans. Leicester Liter., Philos. Soc.*, 66.
- Hudson R. G. S., Browne R. V., Chatton M.* 1954. The structure and stratigraphy of the Jebel Qamar area, Oman.—*Proc. Geol. Soc. London*, N 1513.
- Hudson R. G. S., McGugan A., Morton D. M.* 1954. The structure of the Jebel Hagar area, Trucial Oman.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, 60, pt 2.
- Jagi K.* 1960. A dolerite block dredged from the bottom of the Vityaz Deep, Mariana Trench.—*Proc. Japan. Acad.*, 36.
- Juteau T.* 1968. Commentaire de la carte géologique des ophiolites de la région Kumluca (Taurus Lycien, Turquie méridionale): Cadre structural, modes de gisement et description des principaux faciès du cortège ophiolitique.—*Bull. Mineral. Res. Explor. Inst., Turkey*, 70.
- Juteau T.* 1970. Pétrogénèse des ophiolites des nappes d'Antalya (Taurus Lycien Orientale, Turquie). Leur liaison, avec une phase d'expansion océanique active au Trias supérieur.—*Sci. terre*, 15, N 3.
- Kaaden G. van der.* 1963. The different concepts of the genesis of Alpine-Type emplaced ultrabasic rocks and their implication on chromite prospections.—*Bull. Mineral. Explor. Inst. Turkey*, N 61.
- Karig D.* 1971. Structural history of Mariana islands system.—*Bull. Geol. Soc. America*, 82, N 2.
- Kispatič M.* 1897. Kristalinsko kamenje serpentinske Zone u Bosni Rad JAZU, 133, Zagreb.
- Kozary M. T.* 1956. Ultramafics in thrust zones in Northwestern Oriente, Cuba.—*In: Congr. geol. internac. XXa Session Resumenes de los Trabajos presentados. Mexico*.
- Kozary M. T.* 1968. Ultramafic rocks in thrust zones of Northwestern Oriente province, Cuba.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 52, N 12.
- Lapierre H.* 1968. Nouvelles observations sur la serie sédimentaire de Mammonia (Chypre).—*C. r. Acad. sci. Paris, sér. D*, 267, N 1.
- Lapierre H., Rocci G.* 1967. Le massif pluto-volcanique basique de Kellaki (Chypre). Etude pétrographique et structural.—*Sci. terre*, 12, N 3.
- Lees G.* 1928. The geology and tectonics of Oman and of parts South-Eastern Arabia.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, 84, N 4.
- Lefevre R., Marcoux J.* 1970. Schéma structural et esquisse stratigraphique des nappes d'Antalya dans leur segment sud-occidental (Taurus Lycien, Turquie).—*C. r. Acad. sci. Paris, sér. D*, 271, N 11.
- Lewis J. M.* 1932. Geology of Cuba.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 16.
- Mapa geologico de Cuba, escala 1 : 1 000 000, 1962. Red. W. Jiménez, A. Bogatirev, J. Novojatsky, C. Judoley. Habana.
- Mapa de Yacimientos minerales de Cuba, escala 1 : 500 000, 1965. Red. Simakov A. N., Judoley C. M. Habana.
- Mapa tectonico de Cuba, escala 1 : 1 250 000, 1967. Autores Pucharowsky J. M., Knipper A. L., Puig-Rifa M. M.
- Marcoux J.* 1970. Age carniene de termes effusive du cortège ophiolitique des nappes d'Antalya (Taurus Lycien oriental, Turquie).—*C. r. Acad. sci. Paris, sér. D*, 271, N 3.
- Martin C.* 1969. Etude stratigraphique et tectonique d'une partie du Taurus au Nord d'Akseki (Turquie méridionale).—*Bull. Mineral. Res. Explor. Inst. Turkey*, N 72.
- Matthews D. A., Vine F. J., Cann J. R.* 1965. Geology of an area of the Carlsberg Ridge.—*Bull. Geol. Soc. America*, 76.
- Maxwell S.* 1969. The Mediterranean ophiolites and continental drift. Princeton. Rutgers Univ. Press.
- Melson W. G.* 1968. Petrologic model of the earth's crust across the Mid-Atlantic Ridge.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, 49, N 364.
- Melson W. G.* 1970. Geophysical survey of the Juan de Fuca Ridge and Blanco Through. Washington U.S.C. and Geol. Surv. Techn. mem., 3.
- Melson W. G., Jarosewich E., Giffelli R., Thompson G.* 1967. Alkali olivine basalt dredged near St. Peter and St. Paul Rocks.—*Nature*, 215.
- Melson W. G., Jarosewich E., Bowen V. T., Thompson G.* 1967. St. Peter and St. Paul Rocks: A high-temperature mantle-derived intrusion.—*Science*, 155, N 3769.
- Melson W., Thompson G.* 1971. Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments.—*Philos. Trans. Roy. Soc. London, A* 268, N 1192.
- Mercier J.* 1966a. Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine Centrai (Grèce). 1^{re} thèse, Paris.
- Mercier J.* 1966b. Contribution à l'évolution magmatique et du métamorphisme des zones internes des Hellénides. 2^{me} thèse, Paris.
- Mercier J., Vergely P.* 1971. Les melanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce). Décrochements d'âge antécétacé supérieur.—*In: IV Sympos. sur l'Égée. Hanovre*.
- Meyerhoff A., Hatten C.* 1968. Diapiric structures in Central Cuba.—*Mém. Amer. Assoc. Petrogr. Geologists*, N 8.
- Milovanovic B., Mladenovic M.* 1966—1967. O nekim rezultatima geolosko — geofizicke studije u ofiolitskoj zoni Dinarida.—*Zavod za geol. i geof. istrazivanja, vespit, Ser. A, kn. 24/25. Beograd*.
- Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* 1969. Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° North Latitude.—*Contrib. Mineral. Petrol.*, 23, N 2.
- Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* 1971. Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N.—*Philos. Trans. Roy. Soc. London, A* 268, N 1192.

- Moore E.* 1969. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece.—*Geol. Soc. America. Spec. Papers*, N 118.
- Moore E. M., Vine F. J.* 1971. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implication.—*Philos. Trans. Roy. Soc. London*, A 268, N 1192.
- Morton D. M.* 1959. The geology of Oman.—In: *Proc. 5-th World Petrol. Congr., sect. 1*, paper 14, N. Y.
- Muiz I., Tilley G.* 1964. Basalts from the northern part of the Mid-Atlantic Ridge.—*J. Petrol.*, 7.
- Palmer R.* 1945. Outline of geology of Cuba.—*J. Geol.*, 53, N 1.
- Pamič J.* 1964. Magmatske i tektonske strukture u ultramafitima basanske serpentinske zone.—*Geol. glasn.*, kn. 2.
- Pamič J.* 1971. Some petrological features of Bosnian peridotite-gabbro-complexes in the Dinaride Zone of Yugoslavia.—*Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt.*, 15.
- Pamir H. N.* 1960. Lexique stratigraphique international, N 3, Asie, fasc. 9 c. Turquie. CNRS.
- Papa A.* 1970. Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides (présentation de la Carte tectonique de l'Albanie au 500 000^e).—*Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 12, № 6.
- Passerini P.* 1965. Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno.—*Boll. Soc. geol. ital.* 84, fasc. 5.
- Pavoni N.* 1961. Die Nordanatolische Horizontalverschiebung.—*Geol. Rundschau*, 51.
- Petraschek W.* 1959. Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich.—*Geol. Rundschau*, 48.
- Phillips J. D., Thompson G., Herzen R. von.* 1969. Mid-Atlantic Ridge near 43° N latitude.—*J. Geophys. Res.*, 74.
- Poisson A.* 1968. L'unité inférieure (unité 1) du Domuz-Dag (Taurus Lycien-Turquie). Série sédimentaire avec intercalation de coulées sous-marines en coussins.—*Bull. Mineral. Res. Explor. Inst. Turkey*, N 70.
- Quon S., Ehlers G.* 1963. Rocks of northern part of Mid-Atlantic Ridge.—*Bull. Geol. Soc. America*, 74, N 1.
- Radelli L.* 1971. Sur la tectonique de la chaîne anatolienne de Bitlis.—In: *Tectonique de l'Afrique*. Paris, UNESCO.
- Rampnoux J.-P.* 1966. A propos des séries ophiolitiques yougoslaves (de la région de Kursumlja au Durmitor). *Savez geol. Drustava SFRY*, VI savetovanja, IV, OHRID.
- Rampnoux J.-P.* 1970. Regards sur les Dinarides internes yougoslaves (Serbie — Montenegro orientale). Stratigraphie, évolution paleogéographique, magmatisme.—*Bull. Soc. géol. France*, sér. 6, 12, N 6.
- Reinhardt B.* 1969. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains Geosyncline.—*Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 49, N 1.
- Ricou L.-E.* 1968. Sur la mise en place au Crétacé supérieure d'importantes nappes à radiolarites et ophiolites dans les monts Zagros (Iran).—*C. r. Acad. sci. Paris*, sér. D, 267, N 26.
- Ricou L.-E.* 1970. Comments on radiolarite and ophiolite nappes in the Iranian Zagros Mountains.—*Geol. Mag.*, 107, N 5.
- Ricou L.-E.* 1971. Le métamorphisme au contact des péridotites de Neyriz (Zagros interne, Iran): développement de skarns à pyroxène. (Résumé).—*C. r. Soc. géol. France*, N 1.
- Rigo de Righi M., Cortesini A.* 1964. Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 48, N 12.
- Rocci G., Lapierre H.* 1969. Etude comparative des diverses manifestations du volcanisme préorogénique au Sud de Chypre.—*Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 49, N 1.
- Rutten L. M. R.* 1923. Cuba, the Antilles and South Molucas.—*Proc. Koninkl. Akad. Wet. Sec. Sci.*, 25.
- Schuchert C.* 1935. Historical Geology of the Antillian Caribbean Region. N. Y.
- Shand S. J.* 1949. Rocks of the Mid-Atlantic Ridge.—*J. Geol.*, 57, N 1.
- Steinmann G.* 1905. Geologische Beobachtungen in den Alpen.—*Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg*, 16.
- Steinmann G.* 1926. Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirge.—In: *Compt. rend. 14 Congr. Geol. Internat.*, Madrid.
- Slöcklin J.* 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 52, N 7.
- Thayer T. P.* 1969. Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of Mid-Oceanic Ridges.—*Bull. Geol. Soc. America*, 80, N 8.
- Thiadiens A.* 1937. Geology of the southern part of the province Santa Clara, Cuba.—*Phys. Geol. Reeks.*, N 12.
- Thompson G., Melson W. C., Bowen V. T.* 1969. The Mid-Atlantic Ridge at 4° S and implications concerning the petrology of the oceanic crust at mid-ocean ridges.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, 50, 211.
- Tschopp R.* 1967. Esquisse de la Géologie d'Oman.—In: *7 Congresso Mundial del Petroleo*, Mexico, pd. 2a.
- Vuagnat M., Cogulu E.* 1968. Quelques réflexions sur le massif basique-ultrabasique du Kizil Dag, Hatay, Turquie.—*Compt. rend. Soc. phys. hist. natur. Geneve*, 2, № 3.
- Wassal H.* 1956. The relationship of oil and serpentine in Cuba.—In: *Congr. Geol. Internac.*, XXa Sesión, 1956, secc. 8.
- Wilson H. H.* 1969. Late Cretaceous eugeosynclinal sedimentation, gravity, tectonics and ophiolite emplacement in Oman Mountains.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 53, N 3.
- Wiseman I. D.* 1937. Basalts from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean.—*Scient. Rept. J. Murray Exped. Brit. Museum*, 3, N 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I.	
Положение пород офиолитового комплекса в тектонической структуре Малого Кавказа и его возраст	8
История вопроса	8
Севано-Акеринская зона	13
Сарыбабинская подзона	14
Джилльская подзона	25
Карабахская зона	27
Сомхито-Агдамская зона	35
Сerpентинитовый меланж Севано-Акеринской зоны	36
Сарыбабинская подзона	36
Джилльская подзона	42
О возрасте и происхождении пород серпентинитового меланжа	44
О термине «меланж»	51
Некоторые вопросы тектонического строения левобережья р. Тертер	54
Обсуждение	56
Глава II.	
Положение пород офиолитового комплекса в тектонической структуре Кубы	59
Сектор Лас-Вильяс	61
Зона Ремедиос	61
Зона Камахуани	65
Зона Санта-Клара	67
Зона Сейбабо	74
Сектор Ориенте	79
Сектор Ольгин	87
Обсуждение	93
Глава III.	
Сравнение офиолитовых комплексов Малого Кавказа и Кубы	96
Глава IV.	
Внутреннее строение и тектоническое положение офиолитовых комплексов Альпийской складчатой области (юг Европы и западная часть зарубежной Азии)	99
Италия	99
Динариды	108
Внутреннее строение офиолитового комплекса Динарид	108
Положение пород офиолитового комплекса в современной и мезозой- ской структуре Динарид	120
Турция, Сирия, Кипр	123
Северная часть Анатолии	124
Западный и Ликийский Тавр	127
Покровы Анталя	135
Внутреннее строение и возраст офиолитового комплекса юго-запад- ной Турции	138
Центральный Тавр	141
Юго-восточная Турция и северо-западная Сирия	144
Остров Кипр	147
Восточный Тавр	152
Иран	154
Оман	161
Обсуждение	167

Глава V.	
Разрез коры океанов	172
Глава VI.	
Тектоническое положение офиолитовых зон в мезозойской структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, Ближний Восток и Иран) . . .	178
Глава VII.	
Заклучение. Офиолитовый комплекс и некоторые вопросы геосинклинальной теории	193
Литература	198

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I.	
The position of ophiolitic complex in the tectonic structure of the Lesser Caucasus and its age	8
The history of the problem	8
Sevan-Akera zone	13
Sarybaba subzone	14
Dzhyl subzone	25
Karabakh zone	27
Somkhito-Agdam zone	35
Serpentinite melange of the Sevan-Akera zone	36
Sarybaba subzone	36
Dzhyl subzone	42
On the age and genesis of the serpentinitic melange rocks	44
On the term «melange»	51
Some aspects of the tectonic structure of the left bank of the Terter river	54
Discussion	56
Chapter II.	
The position of the ophiolitic complex in the tectonic structure of Cuba	59
Las-Vilyas sector	61
Remedios zone	61
Kamakhvani zone	65
Santa-Clara zone	67
Seybabo zone	74
Oriente sector	79
Olgin sector	87
Discussion	93
Chapter III.	
Comparison of ophiolitic complexes of the Lesser Caucasus and Cuba	96
Chapter IV.	
The inner structure and tectonic position of the ophiolitic complexes of the Alpine folded belt (South Europe and western part of Asia)	99
Italy	99
Dinarides	108
The inner structure of the ophiolitic complex in the Dinarides	108
Position of the ophiolitic complex in the present-day and Mesozoic	120
Structure of the Dinarides	123
Turkey, Syria, Cyprus	124
Northern part of Anatolia	124
Western and Lycian Taurus	127
Antalya nappe	135
The inner structure and age of ophiolitic complex of South-West Turkey	138
Central Taurus	141
South-East Turkey and North-West Syria	144
Cyprus island	147
East Taurus	152
Iran	154
Oman	161
Discussion	167

Chapter V.	
The oceanic crust section	172
Chapter VI.	
The tectonic position of the ophiolitic zones in Mesozoic structure of Alpine folded belt (South Europe, Near East and Iran)	178
Chapter VII.	
Conclusion. Ophiolitic complex and some aspects of the geosynclinal theory	193
Bibliography	198

Андрей Львович Книппер

**Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области
(юг Европы, западная часть Азии и Куба)**

Утверждено к печати

Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор *Г. П. Хомизури*. Редактор издательства *Р. Л. Мишина*

Художник *Н. П. Фролов*

Художественный редактор *В. Н. Тикун*

Технический редактор *А. М. Сатарова*

Сдано в набор 23/VII 1974 г. Подписано к печати 27/XI 1974 г. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага типографская № 2. Усл. печ. л. 18,2. Уч.-изд. л. 18,4. Тираж 800. Т-14872. Тип. зак. 4232.
Цена 1 р. 84 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 84 коп.

П1
Сом. 267

Сом. 267
Сом. 267
Сом. 267



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»